

Ecole de terrain sur la côte rocheuse de Bourgenay à Cayola

2 octobre 2016

Thème : Les failles du Jurassique

Cette journée de terrain était organisée pour une initiation au lever géologique par André Pouclet. Il s'agissait d'apprendre à se servir d'une boussole de géologue pour mesurer des directions et des pendages d'objets géologiques tels que des plans de stratification, de schistosité, de failles et de décrochements, et des lignes de plans, d'axes de plis et de linéation. Ces mesures sont ensuite localisées au GPS puis reportées sur des cartes géoréférencées, c'est-à-dire comportant des coordonnées géographiques, en l'occurrence, des extraits d'images satellitaires fournies par « Google Earth ». Ces images sont fixées sur une planchette de façon à être orientées par rapport au nord magnétique, assez proche actuellement du nord géographique. On détermine la nature des roches mesurées et reportées sur la carte. On trace alors les limites entre les différentes roches, ainsi que le passage des failles. Il reste à figurer par des signes conventionnels les indications de direction et de pendage des strates rocheuses et des failles.

Lors de ce premier exercice, nous avons donc procédé 1) à l'utilisation de la boussole, 2) au report des mesures sur deux cartes orientées, et 3) au tracé des grandes fractures.

Comme terrains d'application, nous avons choisi trois sites de la côte rocheuse au sud des Sables-d'Olonne qui offre une grande variété de roches et de structures (**figure 1**). Le premier site est l'anse de la mine des Sards, au nord de Bourgenay. Les deux autres sont au sud-est et au nord-ouest de la baie de Cayola. Ces sites sont localisés sur la **figure 2** et décrits sur les **figures 3 et 4**. Ils montrent la partie sud du Complexe orthogneissique des Sables-d'Olonne venant chevaucher les métagrès arkosiques de la série du Payré de la base du Bassin de La Roche-sur-Yon. Mais aussi, ils montrent un réseau de failles du début du Jurassique avec une succession de petits fossés tectoniques comblés de marnes et de calcaires abondamment silicifiés et minéralisés en sulfures et barytine. On s'est donc attaché particulièrement à localiser les failles jurassiques et à définir la structure des fossés tectoniques.

Site 1. Anse de la mine des Sards ou du Couten. Stationnement sur le parking public des Viviers de la Mine. Accès direct à l'estran.

Observations : orthogneiss, pegmatite, aplite, métagrès, méta-argilite, calcaire silicifié, marne et calcaire, décrochements anciens et failles jurassiques.

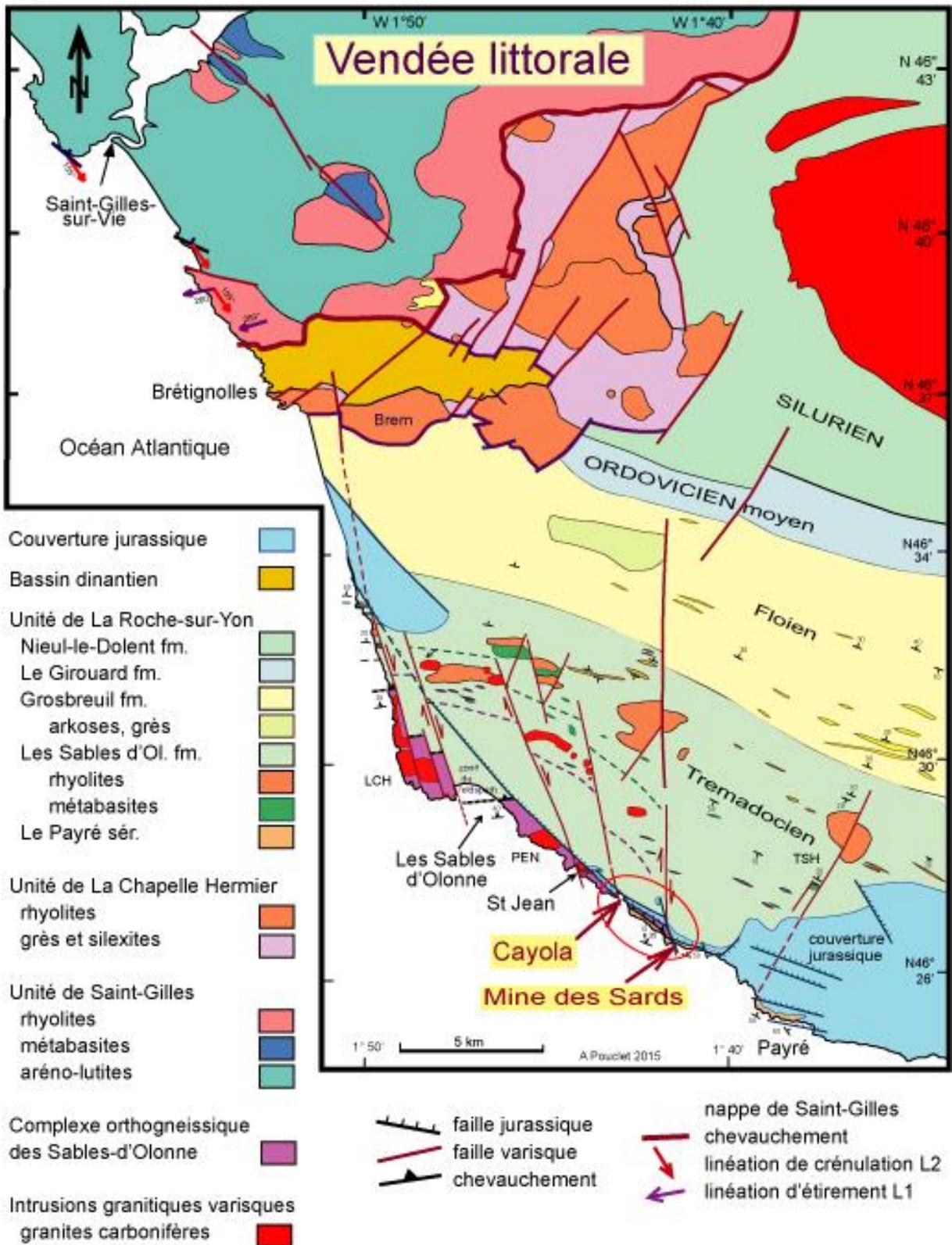
Site 2. Baie de Cayola, secteur sud-est au niveau de « La Salle Roy ». Stationnement sur le trottoir. Descente sur l'estran par un petit escalier. On se déplace en haut de la plage en allant vers le nord-ouest.

Observations : orthogneiss, pegmatite, calcaire silicifié, failles jurassiques.

Site 3. Pointe de Cayola. Stationnement dans un parking public à 700m de Cayola, à droite de la route des Sables, en face du bois de St Jean. On rejoint un chemin dans le bois qui nous mène en 15 minutes à la pointe de Cayola.

Observations : Granite porphyroïde, orthogneiss, pegmatite, calcaire silicifié, argile verte, décrochements, failles jurassiques.

Figure 1



**Secteur de La Mine des Sardes et de Cayola
école de terrain du 2 octobre 2016**

Fig. 2

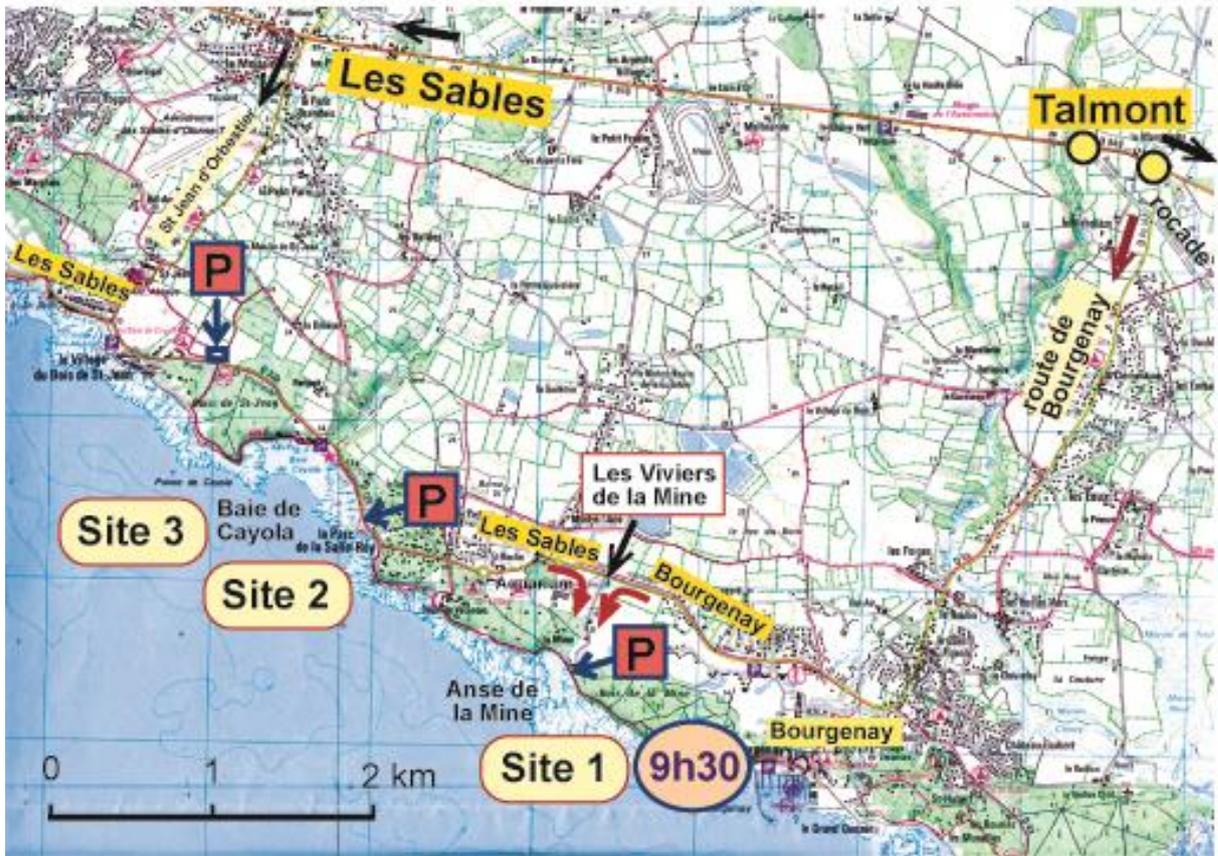
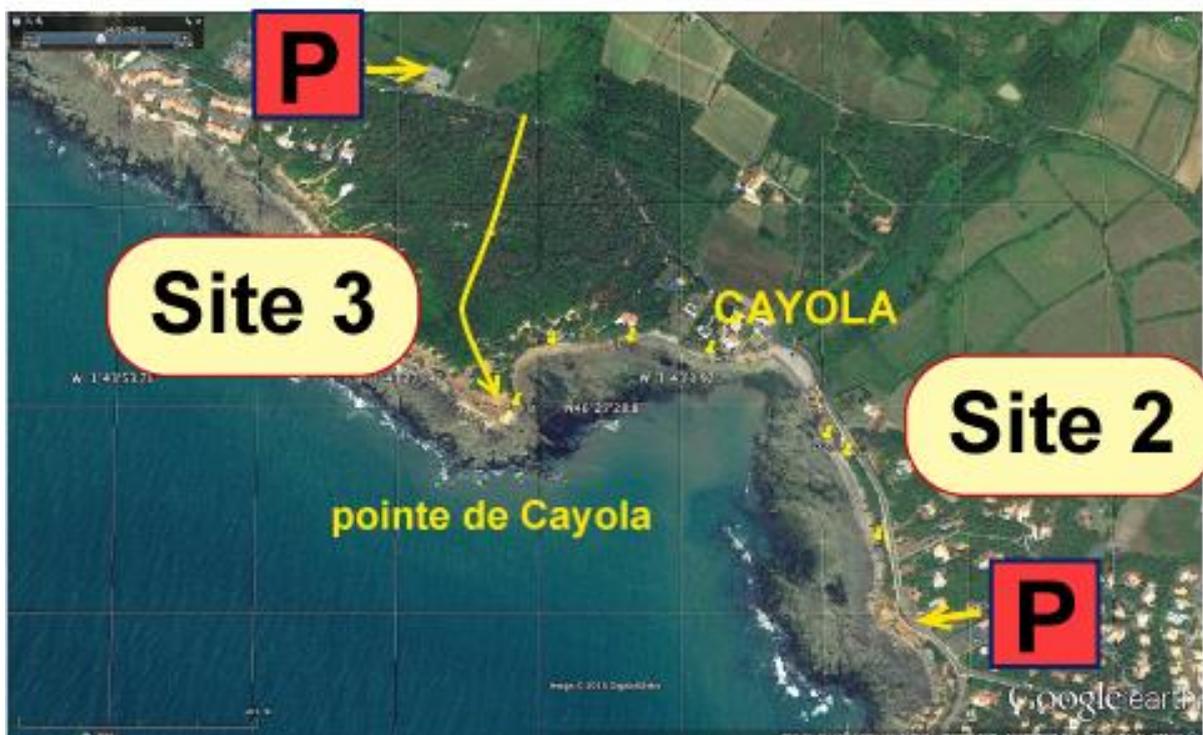


Fig. 3



Fig. 4



Etude du Site 1 (figures 5 et 6)

Nous sommes à pied d'œuvre devant la falaise de l'anse des Sards (Ph. 1). Partant vers le nord-ouest en longeant la falaise, nous observons des strates sub-horizontales de calcaires et de marnes appartenant à la base de la séquence du Jurassique. Au point N 46°26'51,2''-W1°41'50,8'', les calcaires viennent buter contre des gneiss par une **faille normale** de direction N 150° et pentée de 50° à 60° vers le NE avec un jeu de quelques mètres (Ph. 2). Nous suivons cette faille sur l'estran où elle est marquée par des rognons de roches fracturées et silicifiées (Ph. 3). Latéralement le long de la faille, les calcaires jurassiques sont remplacés par des bancs siliceux horizontaux qui occupent toute la partie à l'est de l'estran ainsi que la falaise (Ph. 4 et 5). La roche siliceuse ayant une plus forte résistance à l'érosion que le gneiss forme un plateau en haut de l'estran, bien que située dans le compartiment abaissé de la faille. On sait qu'il s'agit de la partie basale des formations du Jurassique abondamment silicifiées. Localement, comme dans tout le sud de l'anse, les strates siliceuses reposent sur une couche d'argile verte d'à peine un mètre d'épaisseur et non silicifiée, sans doute en raison de son imperméabilité (Ph. 6).

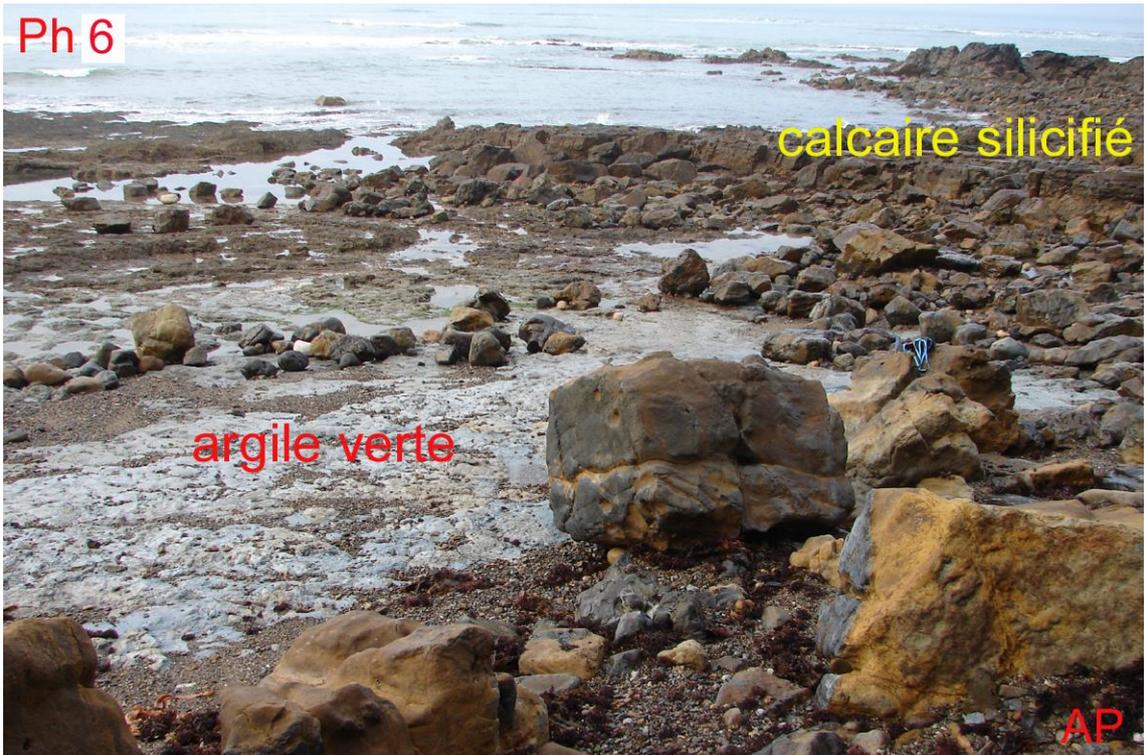
A l'échelle régionale, le Jurassique silicifié occupe une large bande orientée SE-NW qui longe la côte depuis la falaise du Payré jusqu'à l'anse de St Jean-d'Orbestier (10 km). Nous voyons donc dans ce premier site la faille qui borde à l'ouest le bassin jurassique dont l'essentiel se trouve sous la dune littorale. On sait que cette zone de faille silicifiée est aussi minéralisée en sulfures, arséniures et sulfates. On en a un témoin avec la mine des Sards qui se résume à une petite galerie dans la falaise sur la pointe sud-est de l'anse (Ph. 7).





Repartant de la faille jurassique vers l'ouest et le nord-ouest, on entre dans le panneau des gneiss. C'est un **orthogneiss** à *foliation* N120° pentée de 40° au NE (Ph. 8 et 9). Il est traversé par des filons de pegmatite souvent déformés en se raccordant à la foliation. On examine un petit filon au nord et un grand filon au sud au milieu de l'estran (Ph. 10). Mais surtout, le gneiss est découpé par une série de **décrochements dextres** N 150° verticaux et parallèles à la faille jurassique. Ces décrochements, espacés de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, sont bien visibles dans la falaise, mais aussi sur l'estran où ils forment des sillons rectilignes creusés dans la roche par suite de l'érosion des brèches de faille (Ph. 11, 12, 13 et 14). Le sens de déplacement des décrochements est déterminé par l'observation des **plis d'entraînement** pluricentimétriques à axes verticaux et des **sigmoïdes** décimétriques dextres (Ph. 15 et 16). Ces déformations souples montrent que les déplacements rocheux se sont effectués à une profondeur kilométrique, bien avant que les gneiss arrivent en surface et soient recouverts par la **transgression** du Jurassique. On en déduit que les failles jurassiques qui jalonnent cette transgression ont emprunté des cassures anciennes réactivées.





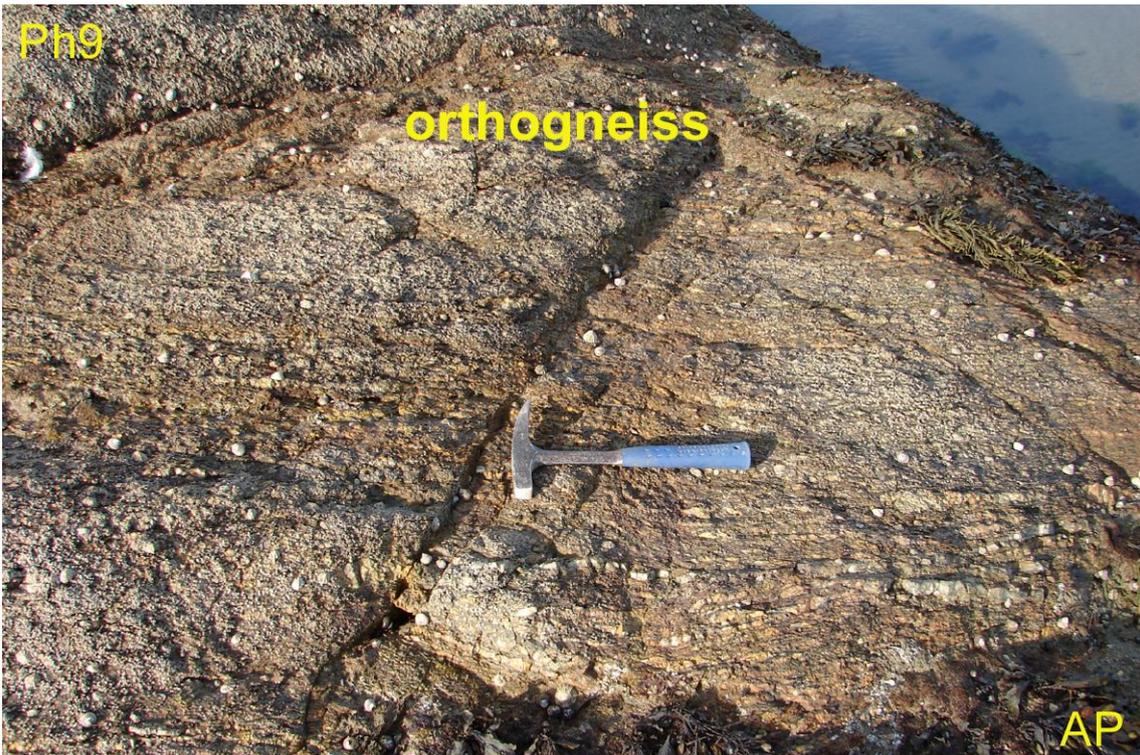
Ph8

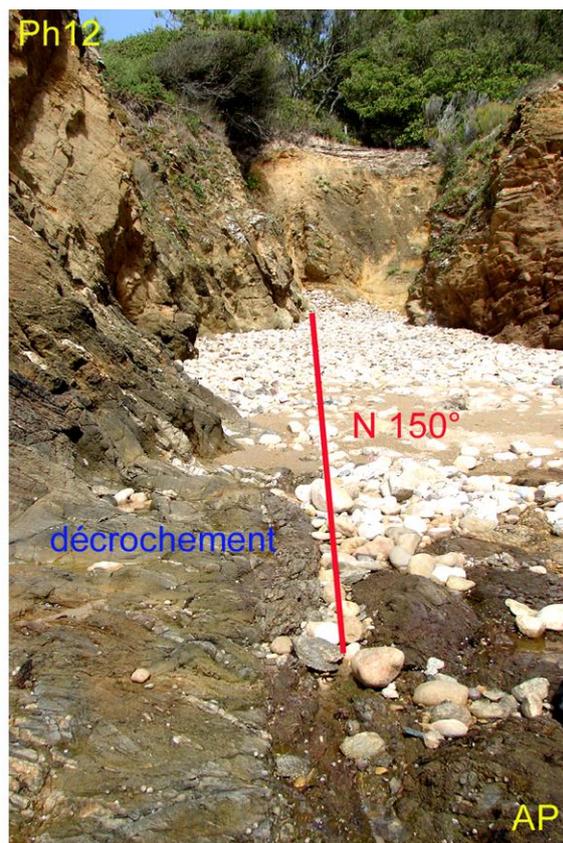
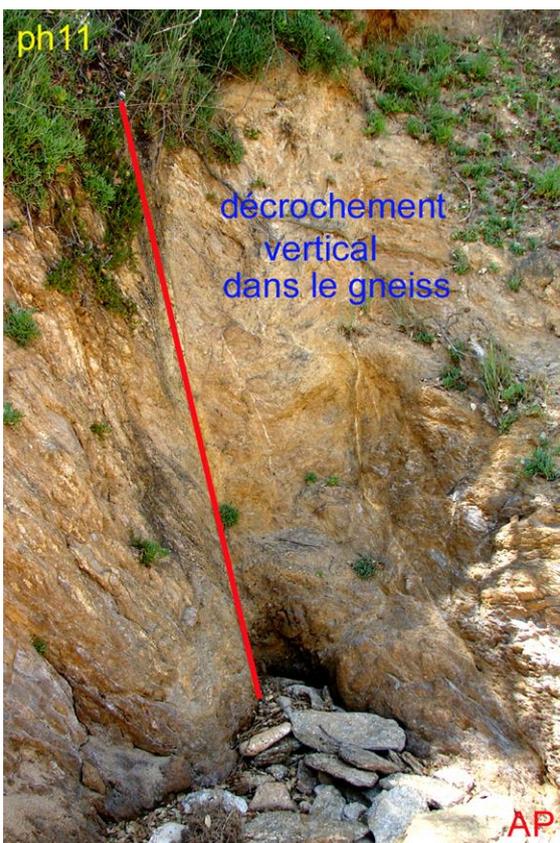
orthogneiss

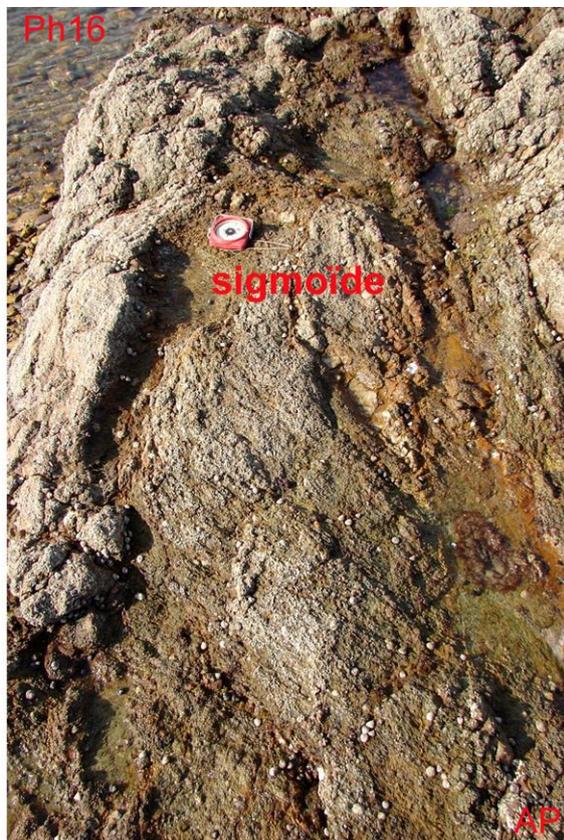
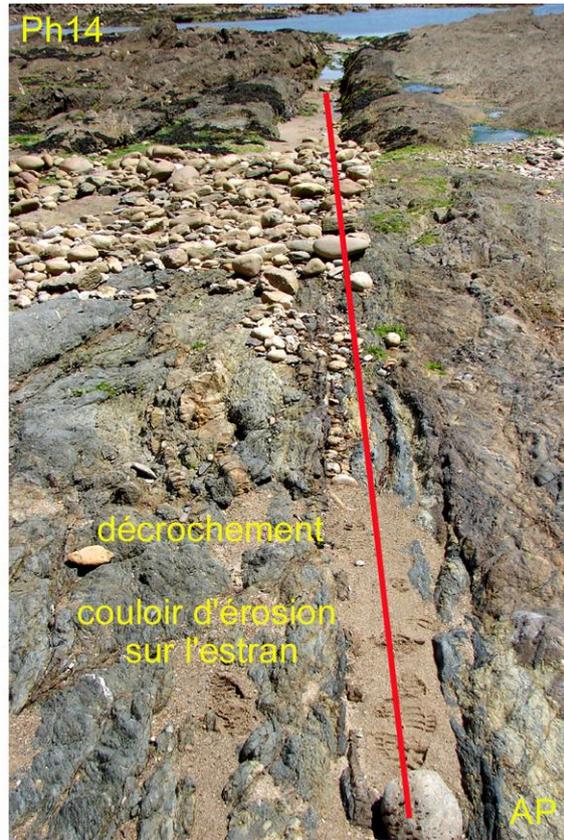
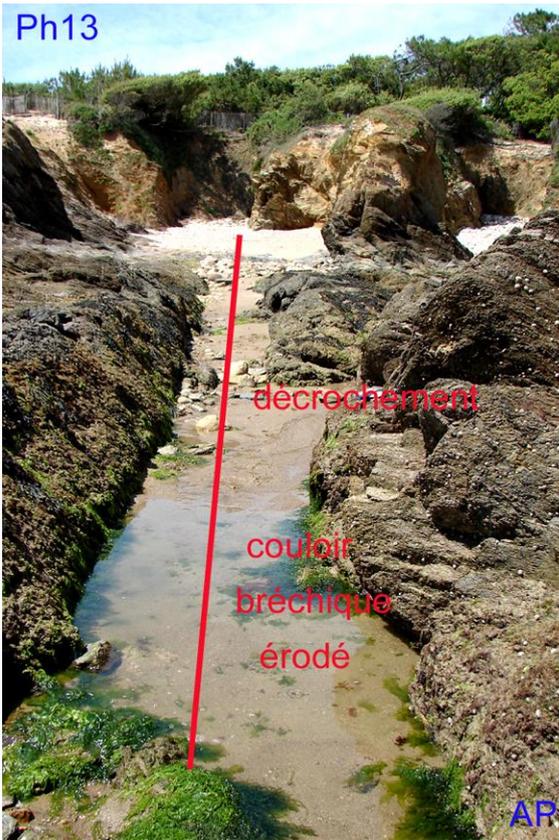


Ph9

orthogneiss









Toujours dans les gneiss de la falaise du nord-ouest, on note des plans de fracture sub-horizontaux qui se raccordent à des fractures pentées vers le nord-est et prenant la foliation en oblique, l'ensemble dessinant des formes en *écailles chevauchantes* vers le sud-sud-ouest et bordées par des lentilles de *mylonites* (Ph. 17). Effectivement, si l'on suit la falaise vers le nord-ouest, en allant vers La Salle-Roy, on peut voir les *méta-grès arkosiques* de l'estran remonter vers la falaise où ils sont surmontés tectoniquement pas les gneiss (Ph. 18). Nous sommes donc bien en présence d'un *chevauchement* des gneiss sur les grès. Mais le contact est repris tectoniquement en *décro-chevauchements* dextres sous l'influence des décrochements tardifs. Cela peut expliquer pourquoi cette structure chevauchante n'avait encore jamais été signalée.

+



Plus au sud de l'anse, nous retrouvons donc les grès sous les gneiss, en strates orientées N 100° et pentées de 35° à 55° vers le nord-est (Ph. 19). Les grès ont été métamorphisés dans le domaine de la biotite. Ce sont donc des métagrès. Dans l'ancienne nomenclature des formations métamorphiques totalement abandonnée (pour des raisons sérieuses mais impossibles à expliquer ici), on parlerait d'épizone à deux micas. Ces grès sont bien stratifiés, à ciment pélitique et localement riches en feldspath détritique. Ils présentent une foliation et une schistosité sensiblement parallèles à la stratification. Ces grès s'étendent largement vers le sud-est jusqu'au port de Bourgenay. Mais du côté est de la mine et au pied de la falaise, après une faille qui met en contact les métagrès et les calcaires silicifiés de l'estran, les métagrès passent rapidement en conformité sédimentaire à des *méta-argilites ampéliteuses* riches en biotite métamorphique (Ph. 20). Ces « micaschistes » vrais forment la base de toute la falaise jusqu'à Bourgenay. C'est sur eux que s'est étendue la transgression du Jurassique.

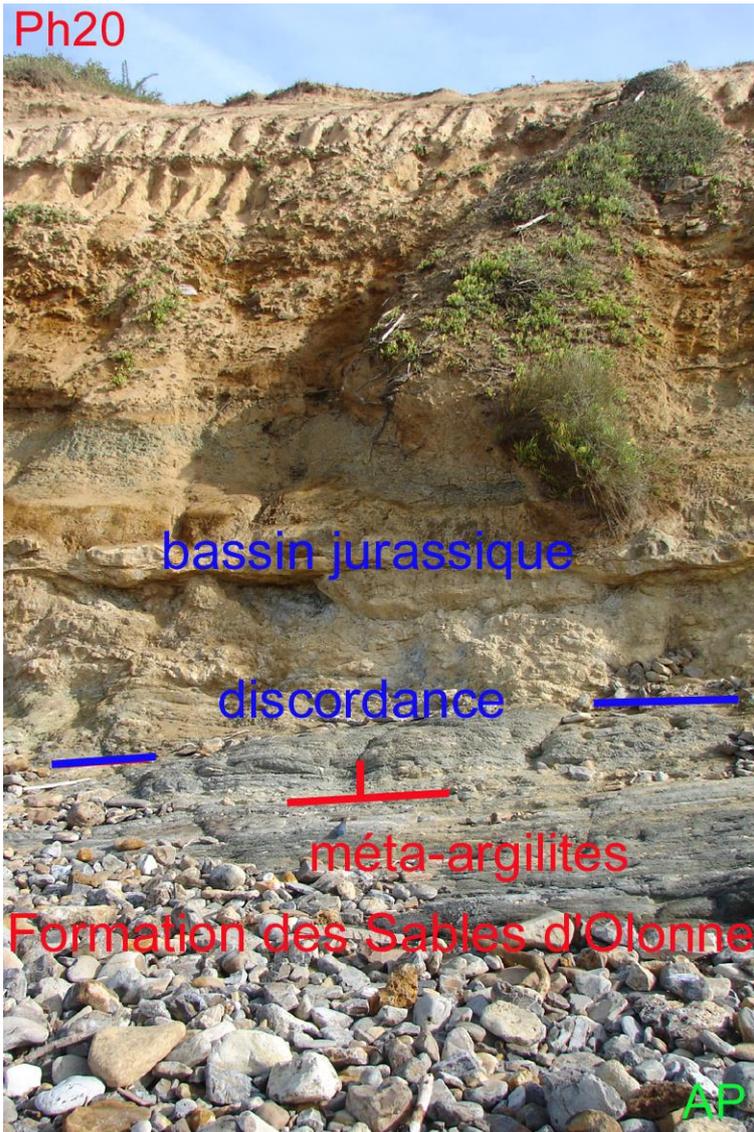
L'extension du lever géologique jusqu'au port de Bourgenay nous a permis de produire la carte de l'estran des Sards à Bourgenay sur la figure 6 avec deux coupes indicatives visualisant la géométrie des diverses formations. On montre surtout le jeu des failles jurassiques.

Pour des raisons de continuité structurale et d'identité lithologique, nous corrélons les méta-grès de l'anse des Sars et de la Salle-Roy avec ceux du Payré. Les méta-argilites stratigraphiquement au-dessus et en continuité sédimentologique se retrouvent dans les terres jusqu'à Talmont-St-Hilaire. Elles appartiennent à la Formation des Sables-d'Olonne.

Ph19



Ph20



bassin jurassique

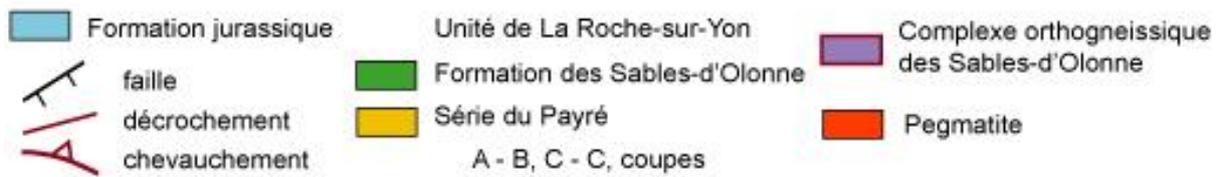
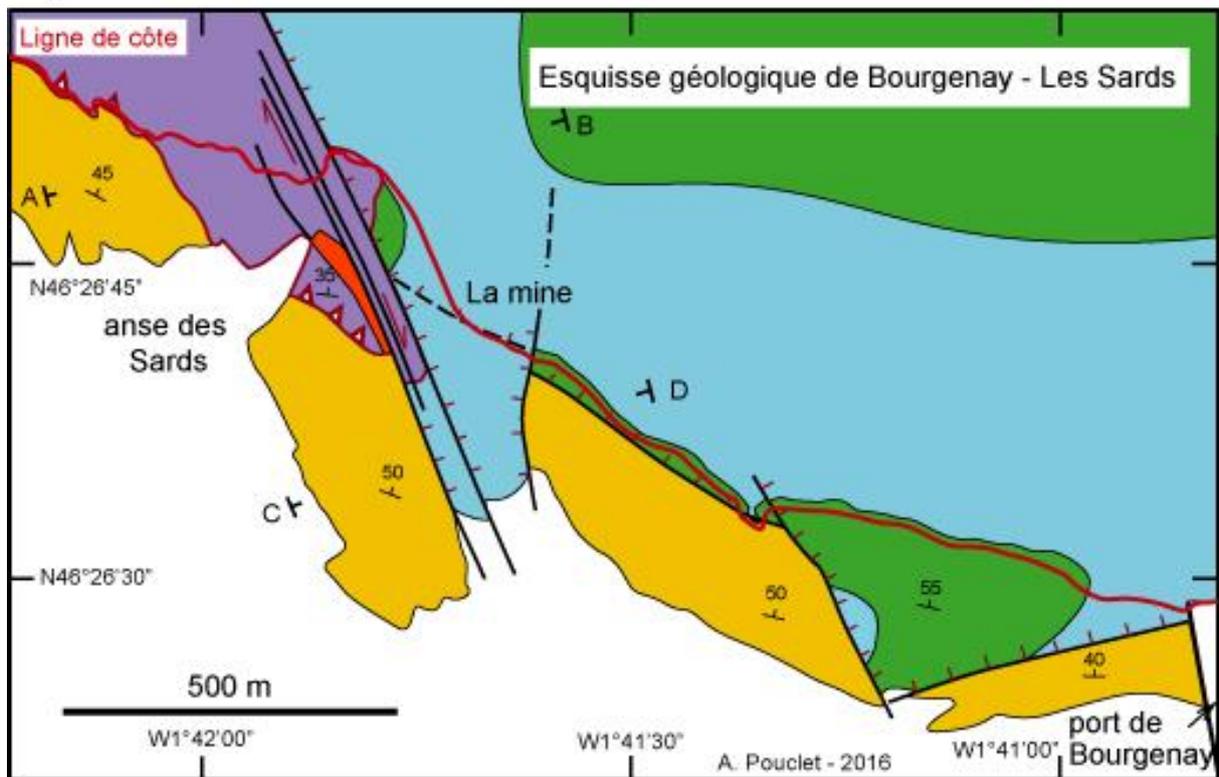
discordance

méta-argilites

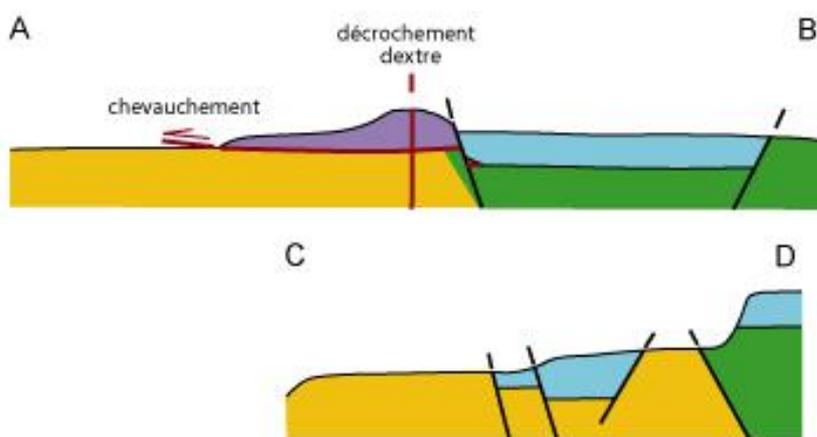
Formation des Sables d'Olonne

AP

Fig. 6



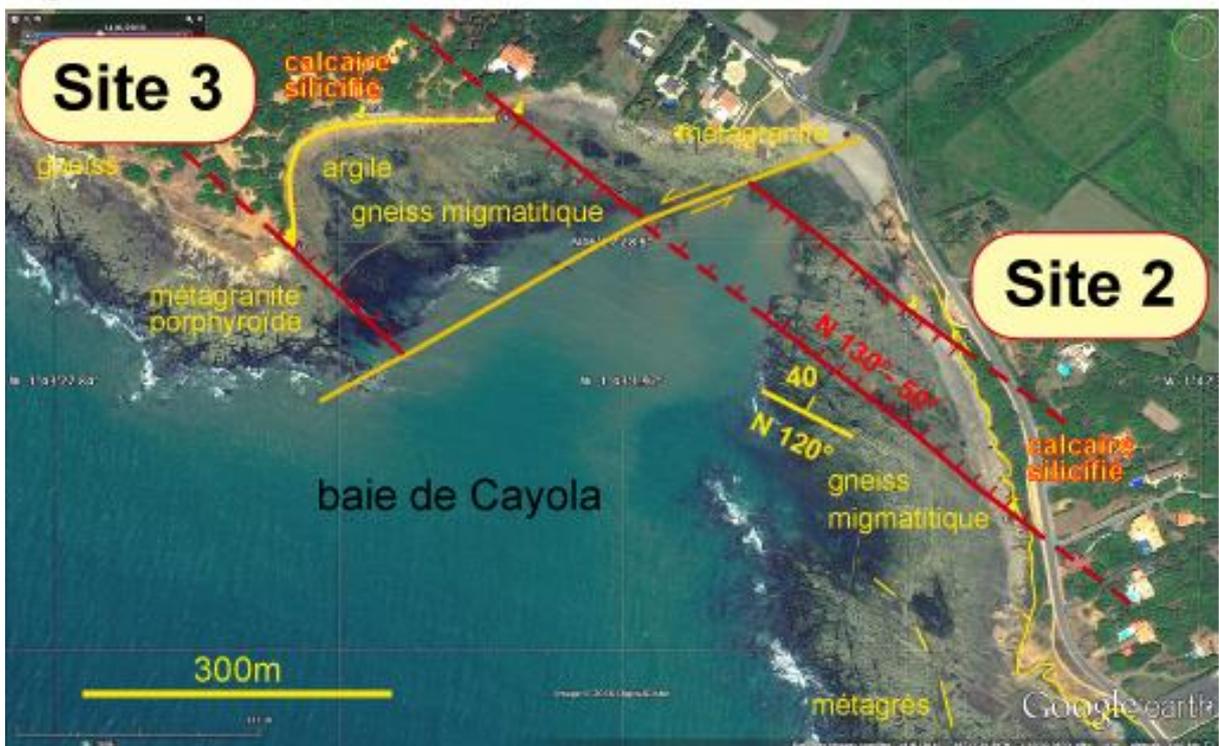
coupes



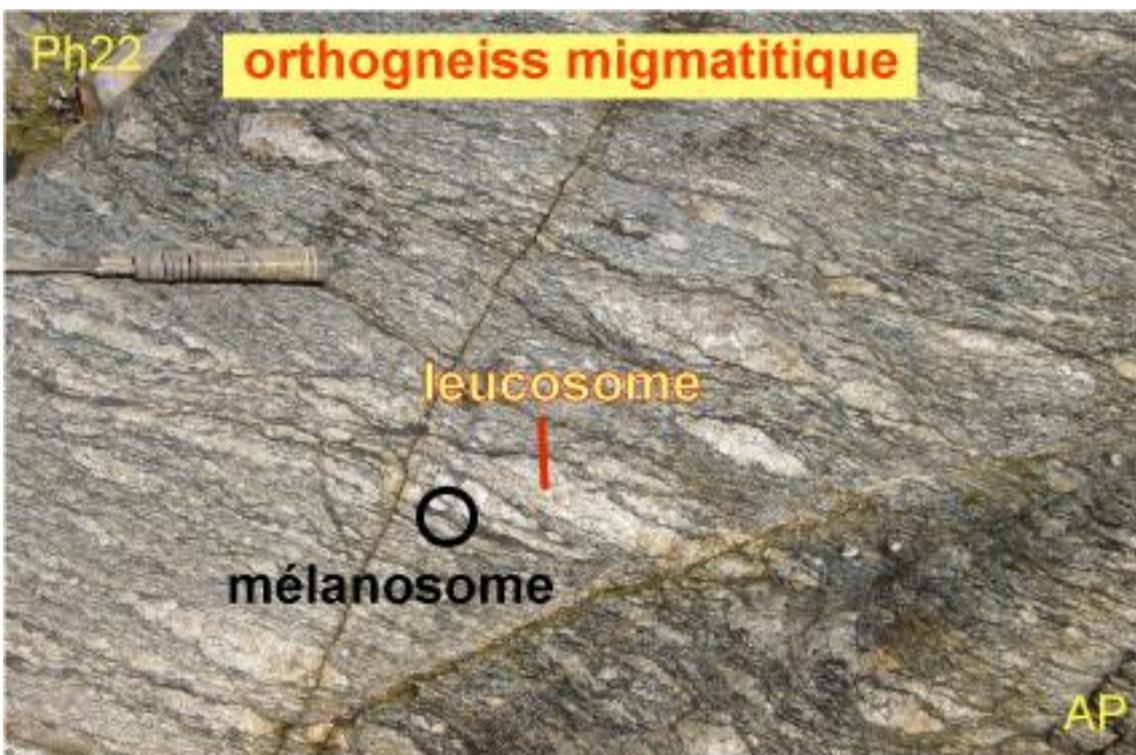
Etude du Site 2 (figure 7)

A la pointe sud-est de la baie de Cayola, la falaise est constituée de gneiss tandis que l'estran montre des strates de métagrès dans le prolongement de ceux de l'anse des Sards et de La Salle-Roy. Toutefois le haut de la falaise est recouvert par les calcaires silicifiés. Laissant la question du chevauchement des gneiss sur les grès, nous examinons la structuration du Jurassique. Nous descendons sur l'estran. La falaise et la partie est-nord-est de la baie de Cayola sont constituées par un *orthogneiss migmatitique* (Ph. 21). C'est un ancien granite qui a été fortement métamorphisé jusqu'à subir un début de fusion. L'origine granitique du gneiss s'inspire de son homogénéité structurale et texturale selon une extension plurikilométrique. En effet cet orthogneiss constitue l'essentiel du panneau tectonique du Complexe des Sables-d'Olonne. C'est l'occasion de l'examiner.

Fig. 7



Orthogneiss migmatitique. Les minéraux constitutifs, quartz, feldspath et biotite ne sont pas ceux du granite initial, mais de nouveaux minéraux recristallisés à partir des précédents et organisés dans une nouvelle texture dite « *granolépidoblastique* », c'est-à-dire formée de grains et de paillettes. Cette texture définit une foliation orientée N 120° et pentée de 35° à 45° au nord-est. Cette foliation est régulièrement injectée, d'une part par des lits et des amandes de composition granitique de 1 à 3 cm d'épaisseur avec une texture grenue de type magmatique non orientée (Ph. 22), et, d'autre part, par des filons centimétriques plus ou moins continus de pegmatite qui forment des bandes blanches bien visibles sur l'image satellitaire (figure 7).



Les lits et amandes granitiques sont le fruit d'une fusion partielle du gneiss. En effet, à l'interface des lits de granite de teinte claire et qualifiés de « *leucosome* » (corps blanc) et des lits foliés de gneiss, on distingue de fins niveaux sombres riches en biotite qualifiés de « *mélanosome* » (corps noir). Le leucosome résulte de la fusion partielle du gneiss à la température minimale qui correspond à un assemblage en proportions précises de quartz et de feldspaths sodiques et potassiques. Cette proportion, riche en silicium, aluminium, sodium et potassium, est dite « *eutectique* » qui signifie : qui fond bien (le premier liquide de fusion à la

température la plus basse a par principe la composition de l'eutectique). Le résidu de fusion est enrichi en fer et magnésium qui se retrouvent dans la biotite, d'où sa teinte sombre. C'est la présence simultanée du leucosome et du mélanosome qui atteste du processus de fusion partielle au sein du gneiss. Pour le distinguer du magma, liquide silicaté à l'origine des roches éruptives, les anciens pétrographes ont donné le nom de « *migma* » (mélange en grec) au liquide de fusion partielle qui se mélange avec diverses composantes rocheuses non fondues. Les roches qui renferment du migma sont nommées « migmatites ».

Les filons de pegmatite résultent de la cristallisation d'un fluide silicaté dilué dans de la vapeur d'eau à haute température dit « *pneumatolytique* » (roche gazeuse). L'apport de chaleur dans le gneiss n'a pas seulement provoqué la fusion des minéraux, mais elle a permis la libération des fluides interstitiels, dont principalement la vapeur d'eau. Cette dernière, à haute température, dissout n'importe quoi dans n'importe quelle proportion. Dans un milieu silico-alumineux commun, la dissolution pneumatolytique à haute température génère des pegmatites et de aplites en incluant une part de migma. Selon les milieux d'origine, les formations pneumatolytiques ont des compositions très variables, à la différence notable des liquides magmatiques dont la composition est régie par une série de règles. A basse température, on parle de fluides hydrothermaux capables de transporter tous les éléments chimiques.

La disposition en lits ou pseudo-strates de gneiss et de granite correspond à un type commun de migmatite dans la nomenclature de ces roches, la *stromatite* (lit en grec).

La migmatisation de l'orthogneiss du Complexe des Sables-d'Olonne s'est produite après la mise en place des panneaux tectoniques effectuée au Dévonien supérieur (données structurales non traitées ici). Les dernières données isotopiques sur zircon et monazite acquises à l'Université d'Orléans placent cet événement entre 330 et 320 Ma, soit vers la fin du Carbonifère inférieur.

Suivant la falaise vers le nord-ouest on rencontre une **faille normale** (Ph. 23) qui fait descendre de quelques mètres le Jurassique silicifié vers le nord-est, au point N46°27'20.2''-W1°42'44.2'' (figure 7). En observant l'estran, on remarque le passage de cette faille dans les gneiss par une zone de fracture faite d'une brèche siliceuse imprégnée de calcaire, indice d'une activité hydrothermale. L'alignement de cette brèche avec le passage de la faille dans la falaise nous donne une direction N 130°, le pendage étant de 50° au nord-est.

Vers le nord-ouest, une **nouvelle faille normale** est atteinte au point N46°27'25.4''-W1°42'47.0'', de même orientation N 130° mais avec un pendage de 50° vers le SW. Le prolongement de cette faille est bien marqué sur l'estran par une brèche rubéfiée et silicifiée de 30 à 50 cm d'épaisseur. Ainsi le Jurassique silicifié occupe un petit graben orienté NW-SE large de 90m et de profondeur modeste de 3 à 5m.

Etude du Site 3

(figure 7)

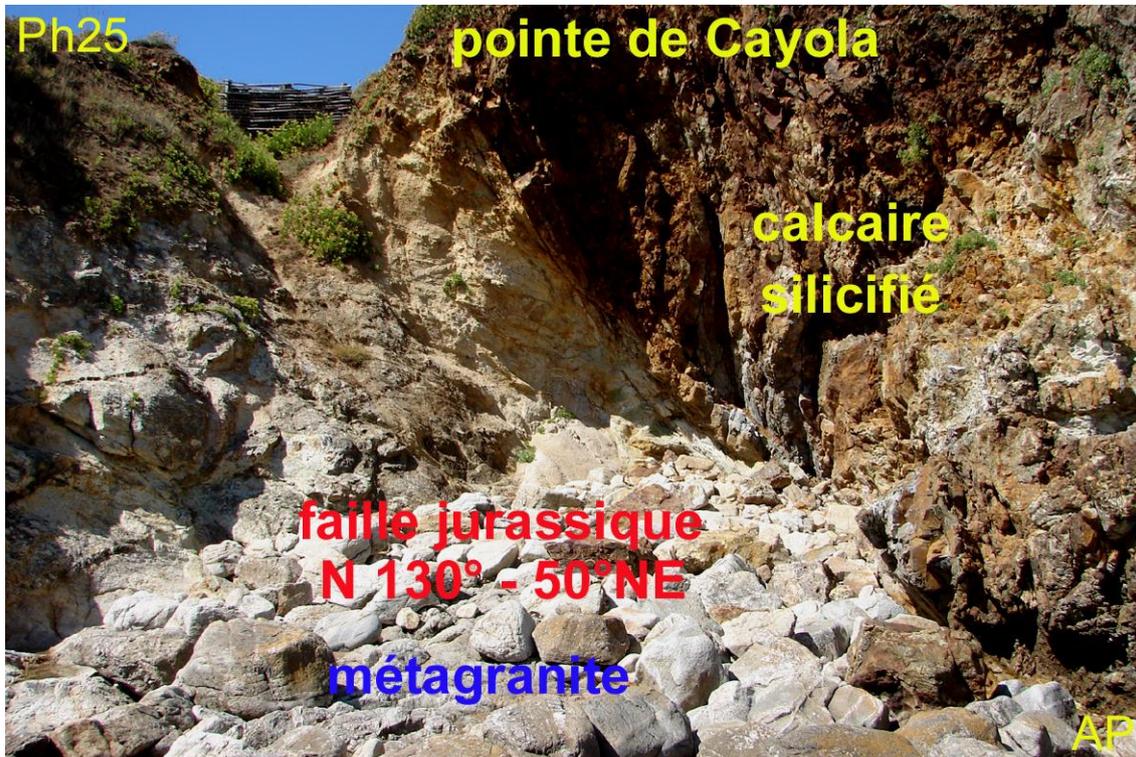
Depuis le Site 2, on peut voir dans la falaise du nord-ouest de la baie de Cayola un graben de Jurassique similaire à celui du sud-est de la baie, mais nettement plus large. Nous rejoignons la pointe de Cayola au nord-ouest de la baie en traversant le bois de St Jean.

Cette pointe est constituée d'un **métagranite porphyroïdique** (Ph. 24) en contact au nord-ouest avec le gneiss migmatitique qui forme l'estran de St Jean. C'est un granite *protomylonitique* qui a subi un fort métamorphisme thermique, comme l'atteste les poches de sillimanite, mais pas suffisamment pour recristalliser entièrement comme l'a été le granite transformé en orthogneiss qui l'accompagne. Il est toutefois largement envahi par des filons tectonisés de pegmatite. Il montre une fabrique planaire, c'est-à-dire une orientation

mécanique des minéraux orientée N 140 et pentée de 75° au nord-est. On l'interprète comme un pluton différencié encaissé dans l'orthogneiss et qui a en partie résisté aux transformations thermiques ambiantes d'où l'appellation de métagranite et non d'orthogneiss. Il existe un autre petit pluton semblable mais non porphyroïdique au fond de la baie sous le restaurant de Cayola. Il y en a quelques autres dans le Complexe des Sables-d'Olonne.



Le métagranite de la pointe est limité à l'est par une zone broyée verticale orientée N 120° qui le met en contact avec le gneiss migmatitique formant le bas estran du nord-ouest de la baie. Immédiatement le long de cette zone se superpose une **faille normale** (Ph. 25) qui fait descendre de quelques mètres vers le nord-est le Jurassique silicifié au point N46°27'28.6''-W1°43'17.1''. La faille est orientée N 130°-135° avec un pendage de 50° au nord-est. Elle se poursuit sur l'estran par une zone silicifiée (Ph. 26). Il est clair, de nouveau, que la faille jurassique a emprunté une ancienne fracturation.



La marée ne nous a pas permis d'aller plus loin ce jour là. Au nord-est de la faille, la falaise est constituée par le calcaire silicifié qui atteint près de 10m d'épaisseur et forme un graben de 250m de large (Ph. 27). L'autre faille du graben, de même orientation et pentée vers de sud-ouest, est située au point N46°27'32.7''-W1°43'6.8''. Le fond du graben sous le calcaire silicifié est une couche horizontale de près d'un mètre d'argile verte qui a résisté à la silicification sans doute du fait de son imperméabilité. Cette argile repose en discordance sur le gneiss migmatitique toujours folié N 120° et penté vers le nord-est.

L'absence de jonction entre les failles jurassiques de part et d'autre de la baie doit s'expliquer par un décrochement sénestre orienté NNE-SSW et estimé à 250m. Nous n'avons pas actuellement d'autres indices mieux documentés d'un tel événement tectonique nécessairement post-Jurassique.



Conclusion

Au cours de cet exercice sur le terrain nous avons vu quelques sites remarquables de la géologie vendéenne. On en retient des informations lithostratigraphiques et structurales sur l'écaillage de la base du bassin cambro-silurien de La Roche-sur-Yon, sur une période de migmatisation, et sur les conditions de formation des failles jurassiques. Nous présentons un lever des failles jurassiques sur la **figure 8** qui précise les tracés et le sens des jeux tectoniques. Pour l'essentiel, les failles ont un pendage vers le nord-nord-est et forment des demi-grabens orientés ESE-WNW. Elles sont apparues dès le début du Jurassique, parfois en empruntant des fractures anciennes et procèdent d'une ouverture en biseau se propageant de l'est-sud-est vers l'ouest-nord-ouest. Cette disposition est différente de ce que l'on s'attendrait à voir sur la marge passive de l'océan Atlantique. Il n'y a bien sûr aucun plancher océanique. Le bassin qui s'est propagé vers le sud-Vendée se situait au sud-est en domaine intra-continental. Ce n'était pas une branche du futur océan Atlantique ni même une ébauche du golfe de Gascogne qui va se fracturer et s'ouvrir beaucoup plus tard au Crétacé. Il devait s'agir de petits fossés tectoniques intrasialiques tributaires de la **Téthys** en pleine expansion dans la mer alpine au sud-est et dont faisaient partie les bassins parisiens et aquitains. Ainsi, en dépit d'une opinion répandue, le bassin jurassique vendéen n'a rien à voir avec l'ouverture de l'Atlantique. Il se rattache à l'extension des bassins péricontinentaux de l'océan alpin d'où était issue la grande transgression au tout début du Jurassique.

Fig. 8

