

Sortie dans le pays des Olonnes

Thème 1 : Métamorphisme et tectonique

Sauveterre - Anse de Chaillé

3 juin 2012

La sortie de l'AVG dans le Pays d'Olonne, organisée par Jean-Luc et Monique Nancy, comprenait 3 thèmes :

Thème 1 : Métamorphisme et tectonique sur les sites de Sauveterre et de l'Anse de Chaillé.

Thème 2 : Paléo-palynologie et botanique sur le site du marais des Bourbes.

Thème 3 : Les marais salants de l'île d'Olonne.

En matinée, nous avons exploré les sites de Sauveterre et de l'Anse de Chaillé, localisés sur la carte au verso.

La falaise est principalement constituée de schistes de couleur gris-verdâtre alternant avec des niveaux gréseux* et quartziques*.

Près du chemin d'accès à la plage, on peut observer des bancs et des lentilles de quartz blanc et de "tuffites"*ocres et rougeâtres, interstratifiées dans les schistes (photos 3,4,5). Les tuffites sont des dépôts volcano-sédimentaires tantôt fins tantôt grossiers.

Site 1

La falaise de Sauveterre

1. Les roches



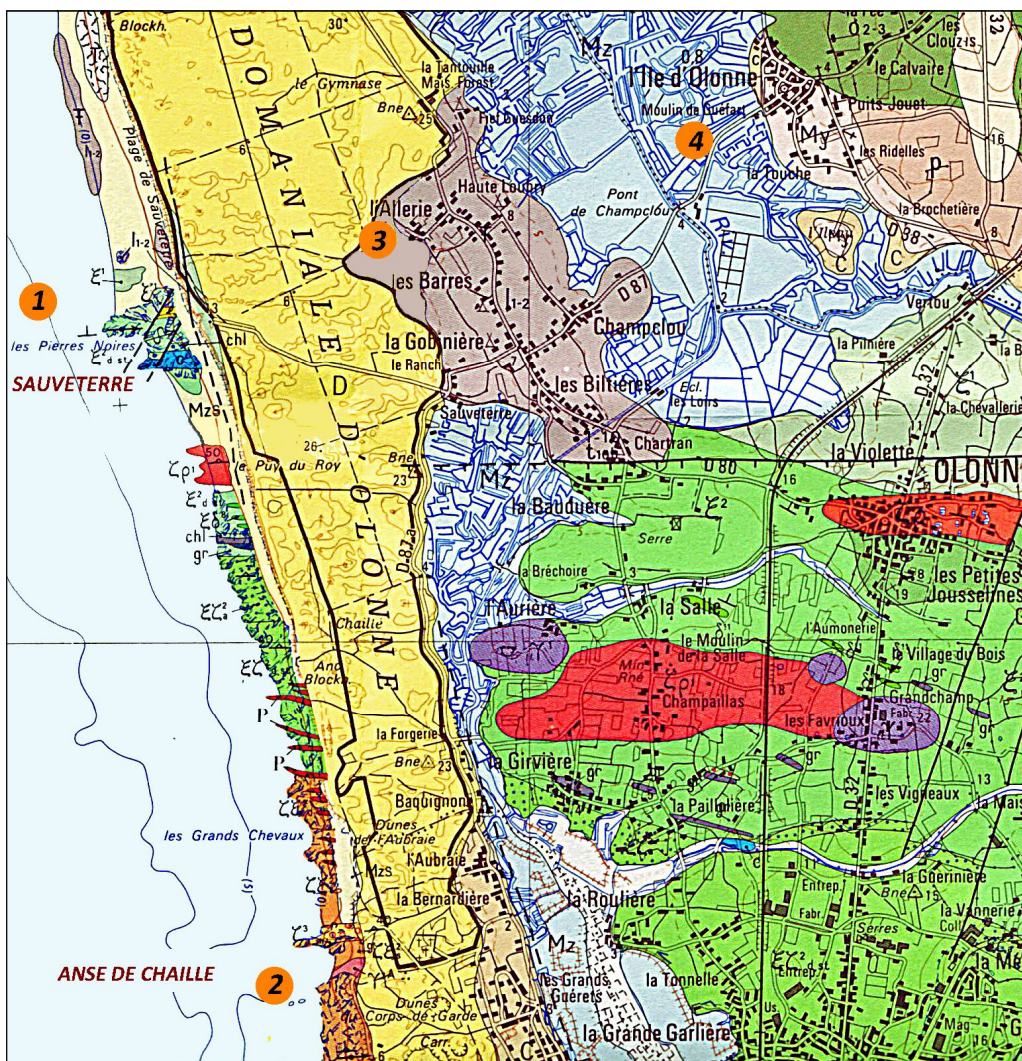
3. Falaise de Sauveterre constituée de schistes et de grès brun-verdâtre contenant des bancs de quartz blanc et de tuffites ocre-rouge.



4. Filon de quartz blanc, niveaux gréseux et quartziques dans les schistes de la falaise de Sauveterre



5. Lentille de tuffite dans les schistes



1. Localisation des 4 sites de la sortie dans le Pays des Olonnes



2. Une partie du groupe de l'AVG sur la plage de Sauveterre

2. Tectonique:

Les déformations ayant affecté les roches

L'examen de la falaise de Sauveterre nous permet d'étudier des failles, des plis et différentes schistosités.

Failles

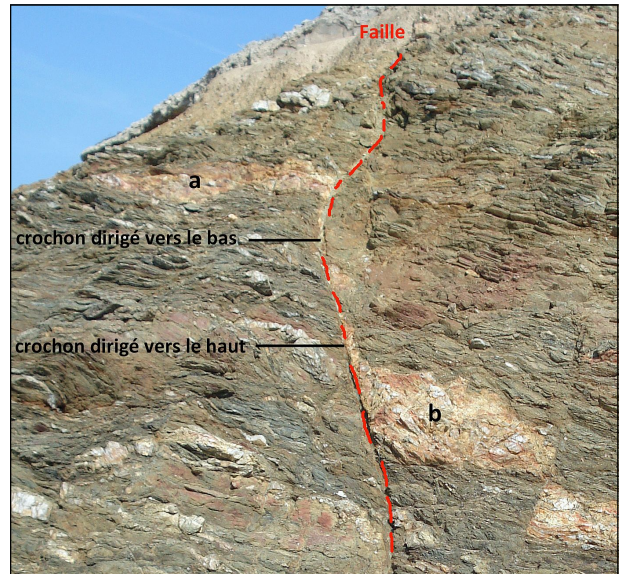
La **photo 6** ci-dessous montre très clairement que **la falaise est faillée** et que les failles sont pratiquement verticales. Cette dernière observation peut être généralisée à l'ensemble de la falaise de Sauveterre.

Rappel : une faille est une cassure de terrain avec un déplacement relatif des parties séparées.



6. Faille verticale affectant les schistes et les tuffites.

L'examen attentif de la faille permet de déduire le mouvement relatif des compartiments qu'elle sépare. La photo 7 suivante est un détail de partie supérieure de la photo 6. Elle montre qu'au voisinage immédiat du plan de la faille verticale, un banc de tuffites est coupé en deux tronçons a et b.



7. Détail légendé de la photo 6.

Le tronçon "a" présente un **crochon de faille** dirigé vers le bas et le tronçon "b" un crochon au contraire dirigé vers le haut, les deux crochons se rejoignant à peu près à mi-chemin.

Cette observation permet de conclure de façon certaine que les deux tronçons de "tuffites" a et b sont bien en continuité, qu'ils appartiennent à la même strate et que le compartiment de gauche (qui contient a) s'est soulevé alors que celui de droite (possédant b), s'est au contraire affaissé. Attention ! Il s'agit bien d'un mouvement relatif entre les deux compartiments !

Plis et schistosités

Les roches de la falaise sont non seulement faillées mais aussi plissées à différentes échelles. L'examen attentif de leur structure révèle également différentes schistosités*.



8. Strate de tuffite plissée sur toute la hauteur de la falaise.

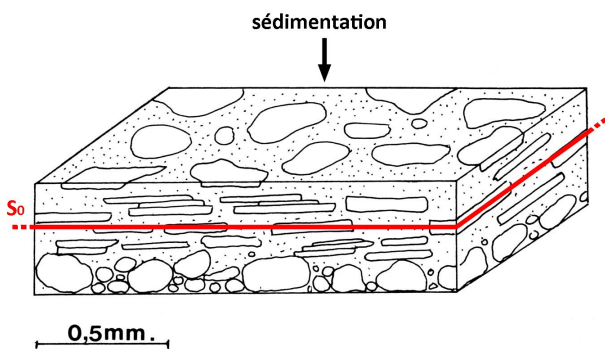
a. Litage sédimentaire et schistosité de flux S1

Les schistes gréseux observés sur une face nord de la falaise montrent une succession de lits horizontaux alternativement gréseux verdâtres et quartziques blancs (photo 9 ci-dessous). Cette alternance est d'origine sédimentaire ; elle définit le litage sédimentaire noté S₀*. Dans le cas de ces schistes, le plan du litage sédimentaire S₀ est parallèle au plan de schistosité de flux S₁* avec qui il est confondu.

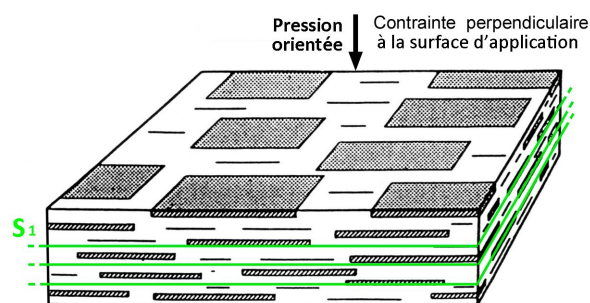


9. Lits schisto-gréseux et quartziques de la falaise (face nord)

*Litage sédimentaire S₀ : structure planaire qui résulte de la superposition, sur une même verticale, d'apports sédimentaires de nature variable, en granulométrie et composition minéralogique (minéraux argileux, quartz).



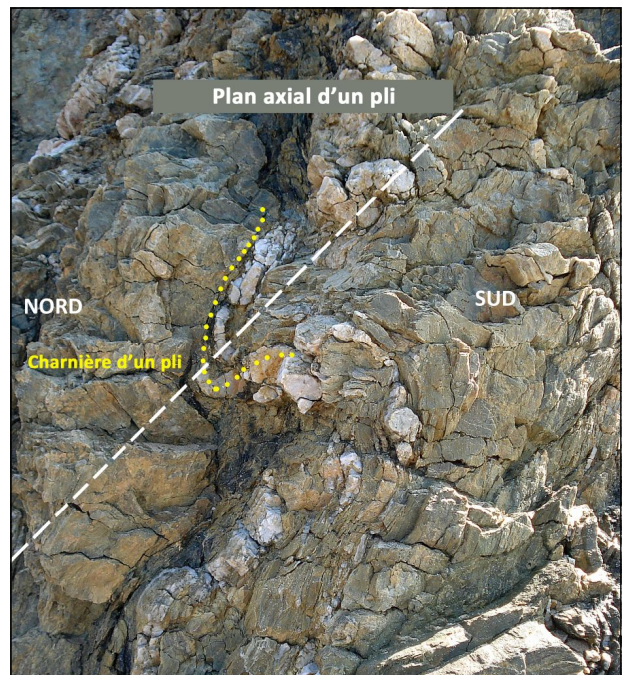
*Schistosité : feuilletage d'une roche acquis sous l'influence de contraintes tectoniques, selon lequel elle peut se débiter en lames plus ou moins épaisses.



*Schistosité de flux S1: feuilletage de la roche sous l'effet d'une pression orientée liée à la diagenèse et à un faible métamorphisme. Elle est marquée par l'orientation préférentielle, dans le plan de schistosité, des minéraux tels que les minéraux argileux, la chlorite, la séricite, les micas.

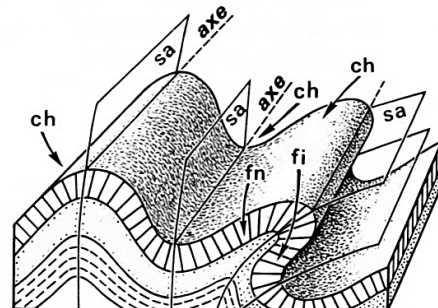
b. Plis et charriage vers le Sud

Dans un plan perpendiculaire au précédent, orienté N-S, les mêmes schistes apparaissent nettement plissés (photo 10 ci-dessous).



10. Schistes gréseux plissés, dans un plan Nord-Sud

De belles charnières de plis sont visibles ; elles sont ouvertes. Les plis sont pentés vers le Nord (= plongement Nord), le pendage de l'ordre de 45° ici (sur le cliché) et leurs axes orientés grossièrement Est-Ouest. Cela suggère fortement un charriage vers le Sud de l'ensemble de la formation constituant la falaise de Sauveterre ; ceci est confirmé par des observations à plus petite échelle.



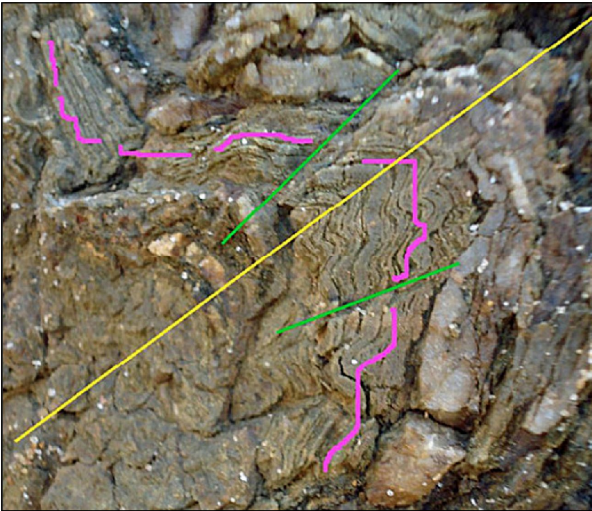
Nomenclature des plis

ch:charnière - fn: flanc normal - fi : flanc inverse
sa : surface axiale passant par l'axe du pli

c. Différentes schistosités

Si l'on observe de plus près les schistes gréseux, en particulier au niveau des lits de grès, roche la plus compétente*, on peut distinguer différentes schistosités:

- une **schistosité de flux**, décrite précédemment ;
- une **schistosité de crénulation** caractérisée par le développement de microplis ou de microflexures dans les plans de schistosité distincts.
- une **schistosité de fracture** marquée par l'existence de plans de clivage, de fracture, limitant des volumes indemnes de schistosité, nommés "microlithons".

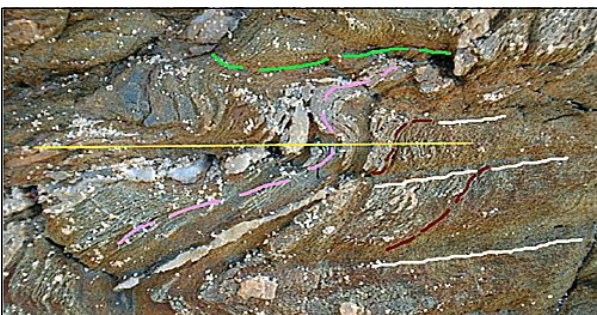


11. Différentes schistosités dans les grès schisteux

- **S0-S1** : litage sédimentaire et **schistosité de flux**.
- **Plan axial du pli, de la S₂**.
- **Schistosité de fracture** très fruste débitant les lits de grès en "microlithons" ; elle dessine dans la charnière du pli ouvert un éventail convergent vers le cœur du pli.
- **Schistosité de crénulation** affectant les lits de grès.

d. Figures sigmoïdes et cisaillement

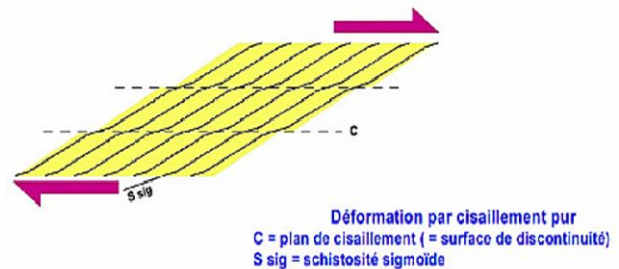
Dans d'autres secteurs de la falaise, on peut observer des figures sigmoïdes traduisant un cisaillement.



12. Figures sigmoïdes dans les schistes gréseux.

- **S0-S1** : litage sédimentaire et **schistosité de flux**.
- **Plan axial du pli, de la S₂**.
- **Schistosité de fracture** parallèle à S₂ : débit des lits de grès et de quartz en "microlithons"
- **Figures sigmoïdes (= plis dissymétriques) à l'intérieur de chaque "microlithon"**.
- Surlignés en blanc, cristallisation de la chlorite dans les plans de cisaillement = développement d'un litage métamorphique sur la schistosité de fracture (traits blancs).

La déformation des lits en figures sigmoïdes (= plis dissymétriques) à l'intérieur de chaque "microlithon" est clairement un indice de cisaillement et confirme le déversement vers le Sud de l'ensemble de la formation de la falaise de Sauveterre).



Bilan de l'étude de la falaise

- La falaise est formée essentiellement par des schistes sériciteux et chloriteux (chlorito-séricito-schistes) et des grès (métagrauwackes).
- Les niveaux schisteux, même si leur chimisme le permet, ne présentent aucun minéral de métamorphisme caractéristique de l'entrée dans la mésozone* (pas de porphyroblastes* de grenat, de biotite, de chloritoïde...). Les schistes et grès ont donc subi un très faible métamorphisme dans l'épizone*.

* *Épizone* : Zone de métamorphisme général de degré faible.

* *Mésozone* : Zone de métamorphisme général de degré moyen.

- Les schistes et grès de la falaise contiennent des lentilles de tuffites, roches volcano-sédimentaires.
- Les roches de la falaise présentent différents types de déformations consécutives de phases orogéniques : failles, plis à différentes échelles, schistosités.
- Les plis sont à plongement Nord mais de pendage très variable d'un endroit à un autre.
- Les plis, à toutes les échelles, indiquent un déversement, un charriage vers le Sud avec cisaillements.

- Les niveaux gréseux de la falaise, plus compétents (moins déformables) que les schistes, montrent la superposition de deux schistosités S_1 et S_2 :

- une S_0 - S_1 correspondant au litage sédimentaire (S_0) et à la schistosité de flux (S_1) due à la diagenèse ;
- une S_2 naissante, très inclinée par rapport à la S_1 .

La crénulation peut devenir dissymétrique et la dissolution le long des flancs des microplis induire une schistosité de fracture.

Mais dans tous les cas, la transposition* de la S_0 - S_1 dans la S_2 n'est que partielle.

- En revanche, les niveaux pélitiques (plus souples) montrent une transposition plus complète. La schistosité S_2 est devenue la schistosité dominante.

Site 2

L'estran de Sauveterre

Les Pierres noires

1. Sédimentologie et minéralogie

En allant du Nord vers le Sud, on peut rencontrer les formations géologiques suivantes (voir plan détaillé de l'estran page suivante, photo 16).

A. Schistes satinés gris-vert, en lits millimétriques alternativement plus quartzeux ou plus micacés. Des niveaux purement micacés (muscovite), épais de quelques millimètres, y sont intercalés. La roche est criblée de petits *grenats spessartine* (2 à 7 mm), disséminés ou groupés.



13. Schistes satinés gris-vert contenant des grenats spessartine

B. Grès schisteux, rouges ou jaunes, ferrugineux et micaschistes à muscovite ; on peut y observer des petits cristaux de biotite de 1 mm. Ils comprennent une intercalation de 8 m de long et de 4 m de puissance, qui contient une dizaine de lits de cinérite bleutée ou violacée et boudinée en chapelets.



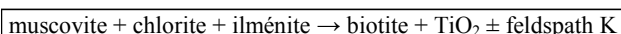
14. Grès schisteux rouge brun

C. Micaschistes à muscovite, gris perle, à porphyroblastes* de biotite de 2 à 5 mm inégalement répartis. Ils comprennent des niveaux gréseux et une lentille de cinérite d'une longueur d'une vingtaine de mètres.



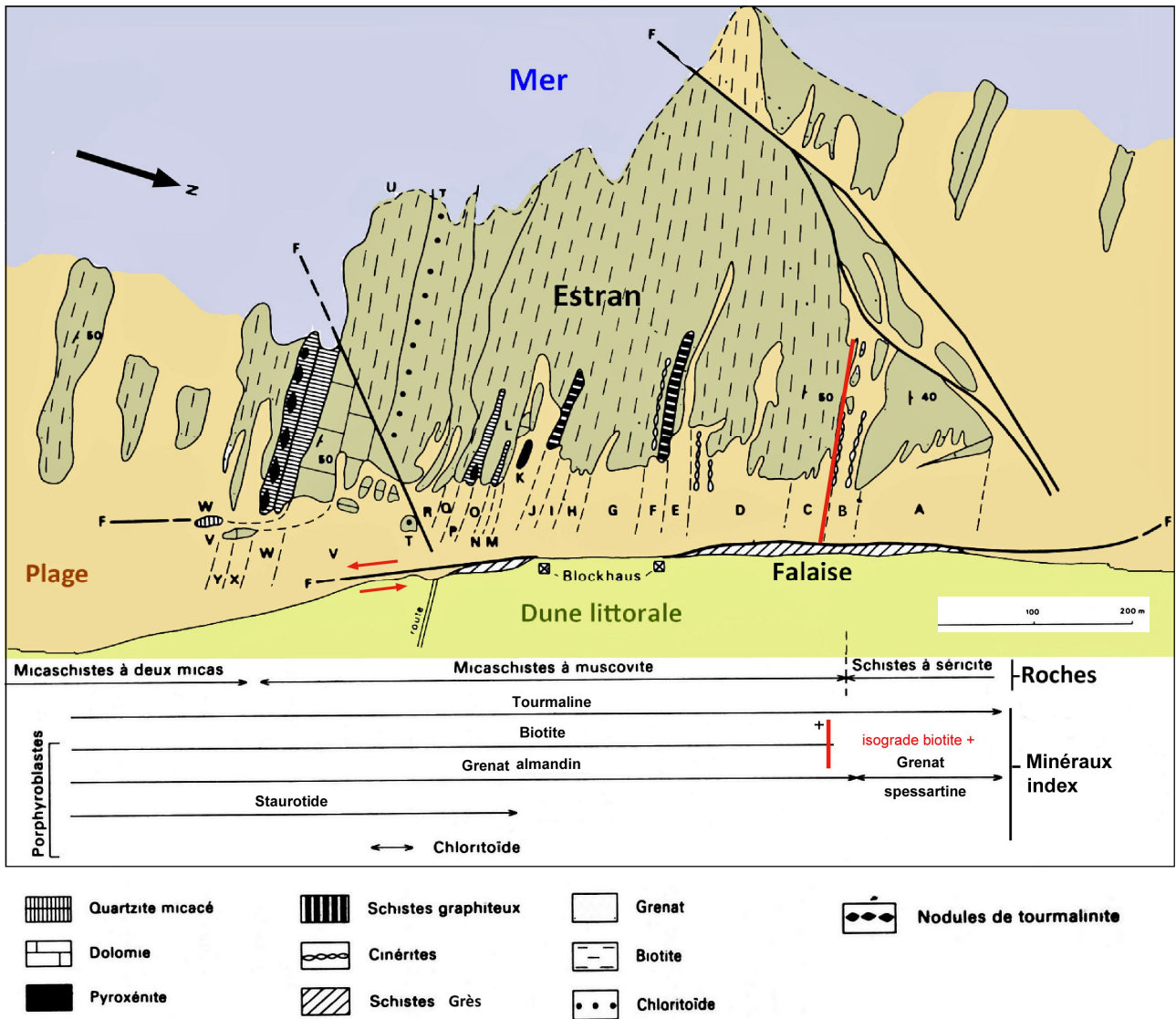
15. Micaschiste à muscovite avec porphyroblastes de biotite

La présence de porphyroblastes de biotite dans le micaschiste indique que l'**isograde* biotite⁺** a été franchi sur le terrain selon la réaction suivante :

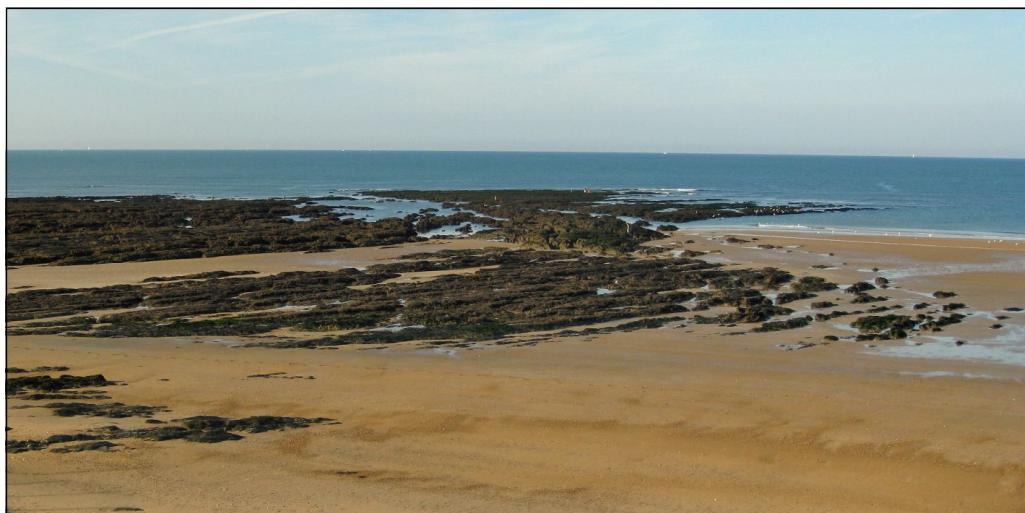


Nous sommes entrés dans la mésozone*, zone de degré de métamorphisme moyen.

**Feldspath K* : feldspath potassique comme l'orthose.



16. Plan détaillé de l'estran de Sauveterre, au niveau des Pierres noires.



17. Vue sur le secteur nord des Pierres noires, à marée basse.

D. Grès micacés à biotite fine, incluant quelques lentilles de cinérite.

E. Micaschistes à muscovite, brillants, avec de nombreux porphyroblastes de **biotite**.

F. Schistes graphiteux, épais d'une dizaine de mètres, à biotite fine. La matrice de ces schistes est constituée de quartz chargé de matière graphiteuse. Les biotites, nettement brunes, sont bien identifiables au microscope.

G-H-I. Micaschistes gris-clair à porphyroblastes de biotite, grenat almandin-spessartine, staurotide et chlorite primaire. Ces minéraux indicateurs sont accompagnés de quartz, muscovite, rutile et ilménite. Ce sont ces micaschistes qui livrent le dernier assemblage minéralogique index sur la coupe de Sauveterre aux Sables d'Olonne, pour les roches pélitiques : il est à biotite - staurotide - chlorite ± grenat (Fe, Mn, Mg).

L'isograde* **Staurotide** + a été franchi (Fig.39).

J. Schistes noirs. Dans les niveaux très "argileux" (très altérés) un assemblage rare à chlorite - staurotide - silicate d'alumine (disthène, andalousite ?), sans biotite, a été observé. A ce stade de la coupe, entre Sauveterre et les Sables d'Olonne, le silicate d'alumine, quel qu'il soit, n'est plus en équilibre avec la biotite, c'est-à-dire que l'on ne peut plus l'observer en contact direct avec la biotite.

K. Lentille de pyroxénite* à diopside et épidote, imprégnée de tourmaline. La dimension de cette lentille est d'environ 10 m sur 4 m de large.



18. Lentille de pyroxénite - vue de détail montrant l'aspect "corné" de la roche.

L. Lentille de dolomie * brune, de 8 m sur 2 m environ.

M. Schistes gris.

N. Schistes en fines lamelles quartzo-micacées, identiques aux roches P et W.

O. Micaschistes gris fer, à petits porphyroblastes de biotite.

P. Schistes en fines lamelles quartzo-micacées, semblables à N et W, avec des nodules de tourmaline. Ces nodules noirs de 1 à 5 cm de longueur sont également nombreux en limite des marbres dolomitiques, en W. Ils sont effilés aux extrémités et pourvus de queues de quartz. Ces galets sont constitués de schorlite (Tourmaline) bleu-vert et de quartz. Les grenats almandin-spessartine peuvent être très nombreux.

Q. Schistes micacés à grenats.

R. Schistes gris fer pauvres en biotite.

T. Micaschistes à muscovite, à porphyroblastes de biotite et de chloritoïde (1 à 2 cm) et à petits cristaux automorphes* de staurotide (+ quartz, ilménite et rutile). Le grenat almandin spessartine est rare.



19. Micaschiste à porphyroblastes de grenat, chloritoïde et biotite

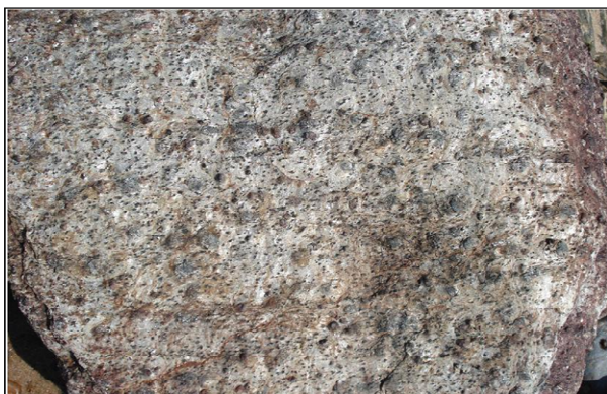


20. Cristaux de chloritoïde moulés par la schistosité S2

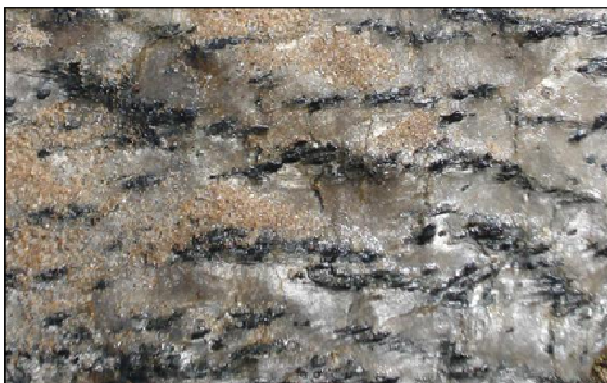
U. Micaschistes à porphyroblastes de biotite.

V. Bancs de dolomie de 20 m de puissance.

W. Micaschistes en fines lamelles quartzo-micacées, identiques à N et P, à nombreuses **amandes de tourmalinite*** et porphyroblastes de biotite, de staurotide et de grenat almandin-spessartine.



Micaschistes en fines lamelles quartzo-micacées



21. Fines lamelles quartzo-micacées des micaschistes

A noter l'angle que font les lits de quartzite avec les plans de cristallisation des biotites. Or, les lits de quartzite sont dans le plan de la schistosité S₂. Cette biotite est par conséquent postérieure à la schistosité S₂.



22. Amas de tourmalinite étirés en "boudin" dans les micaschistes

X-Y-Z. Micaschistes à deux micas, à porphyroblastes de biotite, de staurotide, de grenat almandin-spessartine et rares chloritoïdes. Ces micaschistes sont semblables à ceux qui sont décrits en T.

Bilan de l'étude des roches de l'estran

L'estran présente donc un aspect complètement différent de celui de la falaise :

- Les roches de l'estran, si elles sont toutes à plongement Nord comme celles de la falaise, ont un pendage plus constant, en moyenne de 45°.

- La seule schistosité qui y est observable correspond à la S₂. Il n'y a plus de trace de la S₀-S₁. La transposition de la S₀-S₁ en S₂ est par conséquent totale quelque soit la compétence* de la roche (stade 8 du document n°38).

- Tous les niveaux d'origine pélitique, car leur chimisme le permet, présentent des minéraux de métamorphisme caractéristiques de la mésozone (porphyroblastes de grenat, de biotite, de chloritoïde...) qui n'était pas atteinte dans la falaise (épizone) (document 37).

- La répartition de ces minéraux de métamorphisme attestent d'autre part d'une intensité croissante du métamorphisme vers le Sud (les isogrades biotite⁺ et staurotide⁺ sont franchis sur l'estran même de Sauveterre ; les isogrades disthène⁺ et sillimanite⁺ le sont plus au Sud).

Enfin, la plupart de ces minéraux sont étirés Est-Ouest (N110°) dans le plan de la schistosité S₂.

2. Comment expliquer les différences entre la falaise et l'estran ?

Deux compartiments d'une faille à jeu dextre

On remarque sur les photos ci-contre (n° 23, 24, 26), et comme l'avait constaté et représenté M. TERS (carte ci-contre, n° 25), que les affleurements de dolomie (V) situés en face du débouché de la route dessinent une nette virgation* en direction du Sud quand ils abordent le sable de la plage.

En fait, cette virgation n'est ni plus ni moins qu'un crochon de faille mais à très grande échelle !

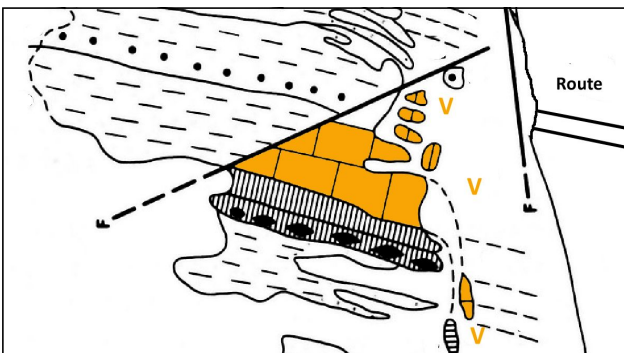
La falaise et l'estran de Sauveterre sont par conséquent séparés par une importante faille verticale et sub-méridienne, de direction N160°.



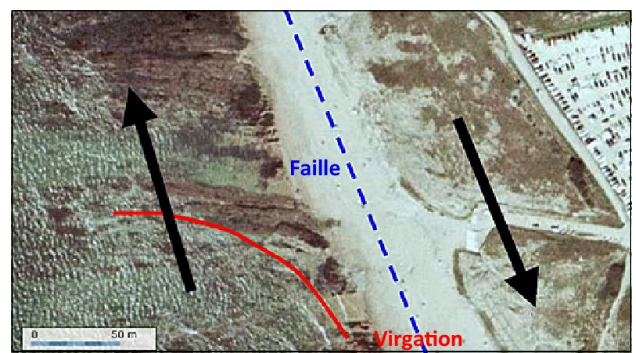
23. Portion de l'estran de Sauveterre au niveau du débouché de la cale bétonnée (cliché Géoportail en vraies couleurs)



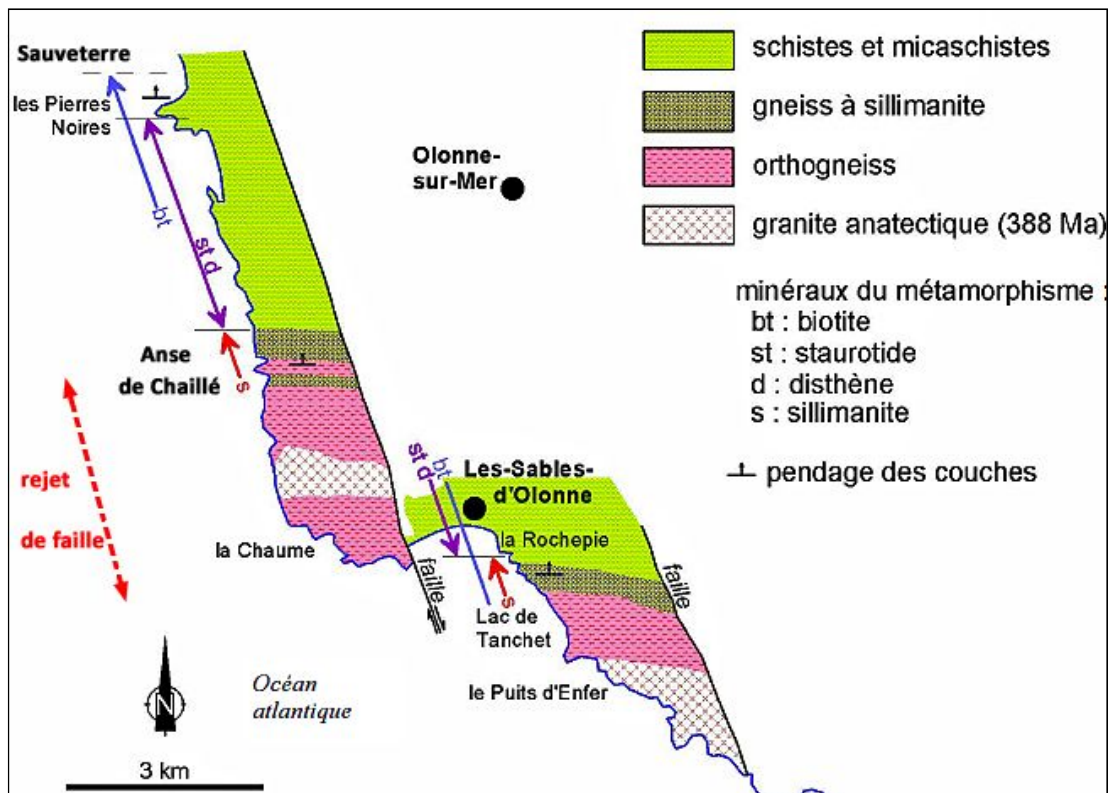
24. Portion de l'estran de Sauveterre au niveau du débouché de la cale bétonnée (cliché Géoportail en fausses couleurs)



25. Extrait de la carte géologique de l'estran (M.Ters)



26. Interprétation : virgation et faille à jeu dextre



27. Carte géologique simplifiée du littoral, de Sauveterre au Puits d'Enfer, au sud des Sables d'Olonne

L'allure du crochon de faille observé au niveau des dolomies permet de dire que le compartiment "estran" s'est déplacé vers le Nord et qu'en conséquence le compartiment "falaise", lui, s'est déplacé vers le Sud. Le jeu de cette faille est donc dextre.

Évaluation du rejet horizontal de la faille.

Cette faille se prolonge vers le Sud jusqu'au port des Sables d'Olonne.

On peut évaluer le rejet horizontal, le décrochement de la faille en consultant la carte géologique des Sables d'Olonne au 1/50 000^e.

En longeant la côte vers le Sud, en direction des Sables d'Olonne, on constate que la formation de Sauveterre repose en continuité sur celle des Sables d'Olonne (observable aux Grands chevaux, aux Ânes ...) qui repose elle-même sur les orthogneiss des Sables d'Olonne. Le contact entre les paragneiss clairs et sombres de la formation des Sables d'Olonne sur les orthogneiss du socle peut s'observer au niveau de l'Anse de Chaillé où ces derniers sont d'ailleurs affectés par l'anatexie*.

Pour retrouver ce contact à l'Est de la faille, entre les paragneiss clairs et sombres et les orthogneiss du socle atteints par l'anatexie au Puits d'Enfer, il faut aller jusqu'à la Pointe de Péruse, près du Lac de Tanchet soit 3-4 km plus au Sud par rapport à l'Anse de Chaillé.

Le rejet horizontal cumulé de la faille est donc de l'ordre de 3-4 km.

Cela signifie que les roches qui affleurent à Sauveterre au niveau de la falaise doivent par conséquent se retrouver à l'affleurement, en position normale c'est-à-dire au-dessus de la formation de Sauveterre, 3 à 4 km plus au Nord à l'Ouest de la faille, légèrement au Sud du Havre de la Gachère où, malheureusement elles n'affleurent pas étant cachées par la dune !

L'âge de la formation de Sauveterre.

C'est par la ressemblance de leurs faciès avec ceux de la Série du Synclinorium* de Chantonay que les roches des formations de Sauveterre et des Sables d'Olonne ont été datées du **Cambrien - Ordovicien tout à fait inférieur**.

Autres arguments en faveur de cette datation relative :

Elles reposent au Sud sur les orthogneiss des Sables d'Olonne. Or, le protolithe granitique des orthogneiss des Sables d'Olonne (en fait son prolongement à l'Île d'Yeu à la Pointe des Corbeaux) a été daté de 615 Ma. Il est donc d'âge antécambrien !

L'orthogneissification* de ce protolithe granitique des Sables d'Olonne ainsi que son anatexie responsable de la formation du granite du Puits d'Enfer sont, elles, plus tardives, plus récentes. Elles ont eu lieu à $388 \pm 3,2$ Ma. Et il en est très vraisemblablement de même, au vu de l'histoire géologique de la Vendée littorale et du Bas-

Bocage vendéen, du métamorphisme des formations sédimentaires des Sables d'Olonne et de Sauveterre.

Elles sont elles-mêmes chevauchées au Nord par la formation silurienne de Brétignolles-sur-Mer qui est bien post-ordovicienne !

Intérêt de l'étude de la falaise de Sauveterre.

L'étude des roches de la falaise de Sauveterre est très instructive car ces roches viennent en quelque sorte "combler un vide" entre la formation du "Cambrien-Ordovicien tout à fait inférieur" de Sauveterre et la formation Silurienne de Brétignolles-sur-Mer.

En effet, les roches de la falaise de Sauveterre, de métamorphisme épizonal*, plus septentrionales que celles de l'estran de Sauveterre et placées sous la Série silurienne de Brétignolles-sur-Mer, doivent être en grande partie d'âge Ordovicien (moyen et supérieur).

Évaluation de l'âge de la faille de Sauveterre.

Cette faille coupe au Nord du Havre de la Gachère, près de Brétignolles-sur-Mer, le massif rhyolitique de Saint Martin-de-Brem qui a été daté de la fin du Carbonifère, très précisément du Stéphanien (- 300 Ma). La faille est donc **post-stéphanienne**. Elle doit être contemporaine de toutes les failles qui ont affecté la région lors du rifting du Golfe de Biscaye et qui ont découpé le littoral vendéen entre Brétignolles-sur-Mer et Longeville en touches de piano, en petits horsts (zones surélevées) et grabens (zones effondrées).

Site 3

L'Anse de Chaillé

Gneiss, migmatites et granite d'anatexie

En allant vers la Chaume, à l'Anse de Chaillé, on rencontre **deux ensembles superposés** :

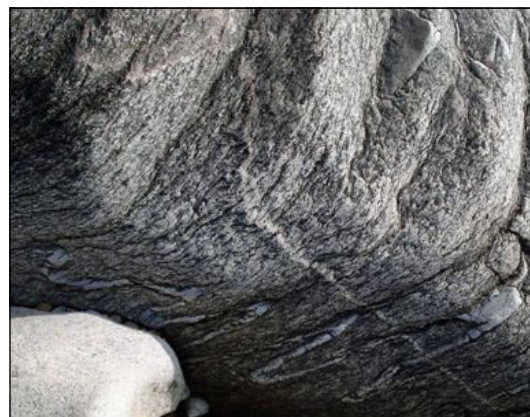
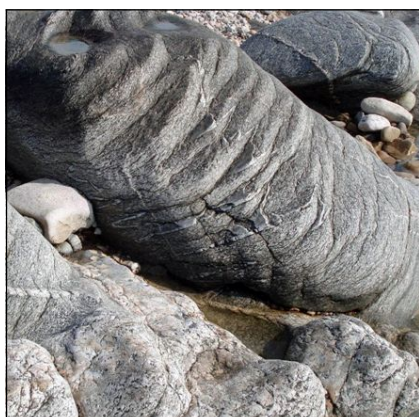
- les **orthogneiss clairs** finement plissés des Sables d'Olonne (ou de La Chaume) qui affleurent surtout au Sud de l'Anse ;

- les **paragneiss sombres**, sur sa bordure Nord, qui surmontent ces orthogneiss. Ces paragneiss à biotite dominante, renferment du grenat, de la sillimanite et du feldspath potassique.

A la limite de ces deux formations, on observe plusieurs passages de **gneiss "oeillés"** coupés par des filons d'aplite ou de pegmatite.



28. Les 2 photos ci-dessus montrent l'apparition de zones de cisaillement dans l'orthogneiss rose des Sables d'Olonne. Au niveau de ces zones, la foliation se désorganise, les charnières ne sont plus visibles et la fusion débute comme l'atteste la formation de leucosomes à leur niveau.



29. Sur les 3 photos ci-dessus, de beaux plis anisopaques* vus par toutes les faces (presque !) dans un orthogneiss gris des Sables d'Olonne. Ce rocher mérite bien qu'on le dénomme « Rocher de l'Alpe d'Huez » pour ses nombreux virages !



30. Gneiss oillés roses ou gris parcourus par de nombreux filons d'aplite et de pegmatite qui peuvent faire l'objet d'une datation relative basée sur le principe de recoupement.



31. Gneiss oillé à différentes échelles - Yeux de feldspath dans le gneiss oillé. Certaines de ces formes lenticulaires apparaissent polycristallines.

Dans les gneiss ocellés, les feldspaths de plus ou moins grande taille forment des yeux en amande allongés dans la foliation Est-Ouest à plongement Nord, comme on l'a déjà observé pour les grenats, les biotites et les chloritoïdes des roches de l'estran de Sauveterre.

Vers l'anatexie

L'orthogneiss des Sables d'Olonne a atteint une profondeur suffisante pour commencer à fondre partiellement (anatexie), donnant des **migmatites**.

Rappelons que le protolithe de cet orthogneiss est un granite qui a été daté de 615 Ma donc antécambrien. L'orthogneissification de ce protolithe granitique des Sables d'Olonne ainsi que son anatexie ont eu lieu à $388 \pm 3,2$ Ma donc au Dévonien moyen.

L'effet de la fusion partielle se fait sentir par quatre principaux phénomènes :

1. D'abord, **la foliation de l'orthogneiss se plisse et s'estompe**, la plasticité de la roche augmente.



32. Plis anisopaques minces dans l'orthogneiss.



33. Illustration du comportement devenu plastique de l'orthogneiss. Les charnières des plis sont considérablement gonflées et isolées de leurs flancs. Le liquide issu de la fusion partielle des flancs des plis peut ainsi s'accumuler de façon privilégiée dans les charnières.

2. Puis, **la fusion partielle débute** en affectant surtout les lits quartzo-feldspathiques de l'orthogneiss : ainsi se forme le **leucosome*** d'épaisseur centimétrique, les parties gneissiques toujours foliées constituant le paléosome (roche non transformée). Dans ces gneiss ayant subi une fusion partielle, le leucosome est généralement bordé par une zone sombre ou **mélanosome*** riche en biotite, minéral plus réfractaire à la fusion.



34. Filon de leucosome sécant par rapport à la foliation de l'orthogneiss.

3. La fusion se poursuivant, **le liquide granitique s'extrait de son protolithe**, migre alors vers le haut en empruntant les fractures, les zones de faiblesses de la roche. **L'accumulation du liquide magmatique dans les zones de cisaillement** illustre de façon spectaculaire le rôle de ces déformations. Dans ces zones de cisaillement, le liquide collecté cristallise lentement sur place, donnant de nombreux amas de roche granitique à gros cristaux (**pegmatites**). Le leucosome envahit ainsi progressivement l'orthogneiss.



35. "Envahissement" de l'orthogneiss par le granite d'anatexie.



36. Vue rapprochée d'une pegmatite en filon dans le gneiss.

4. Lorsque le taux de fusion du gneiss devient important, c'est même **un magma granitique qui "monte" et cristallise**. C'est ce qu'on peut voir au sud immédiat de l'Anse de Chaillé : un véritable **granite d'anatexie** identique à celui que l'on peut observer 3-4 km plus au Sud au Puits d'Enfer. Le magma peut ensuite alimenter tout un réseau de **filons de roches granitiques (aplite et pegmatite)** qui lacèrent les terrains sus-jacents.

Synthèse sur le thème 1 :

Métamorphisme et tectonique de Sauveterre à l'Anse de Chaillé

1. Nature des roches

La falaise de Sauveterre est constituée essentiellement de *schistes sériciteux* et de *grès schisteux* contenant des lentilles de tuffites et de quartz.

L'estran rocheux de Sauveterre, au niveau des Pierres noires, montre, du nord au sud, une succession diversifiée de **métapélites** (roches métamorphiques issues de pélites): *schistes à séricite*, *micaschistes à muscovite*, *micaschistes à deux micas*, *micaschistes à porphyroblastes de biotite, grenat et chloritoïde*... On y rencontre également des *grès*, des *dolomies*, des *cinérites* et de la *pyroxénite*.

L'estran de l'Anse de Chaillé expose des orthogneiss, des paragneiss, des gneiss ocellés, des indices d'anatexie et un système filonien bien développé.

2. Deux lignées métamorphiques

- L'étude des paragenèses* des métapélites indique une intensification du métamorphisme, du nord de l'estran de Sauveterre au sud de l'Anse de Chaillé.

Le terme de ce métamorphisme est la formation des paragneiss de l'Anse de Chaillé.

- L'orthogneiss des Sables d'Olonne est le produit du métamorphisme d'un granite âgé de 615 Ma, réalisé il y a environ 390 Ma.

Cet orthogneiss présente un système filonien bien développé et des indices de fusion partielle précédant l'anatexie, terme ultime du métamorphisme régional.

3. Un métamorphisme régional produit par l'orogénèse hercynienne.

Les métapélites de Sauveterre et de l'Anse de Chaillé appartiennent à la **série métamorphique** du littoral d'Olonne et des Sables d'Olonne. C'est une série relativement complète qui va de l'épizone* à la catazone*. Elle témoigne d'un **métamorphisme régional de type barrowien* (MT-MP) produit par l'orogénèse hercynienne**.

A la base de l'empilement des terrains métamorphiques, au niveau de l'Anse de Chaillé et plus au sud, au Puits d'Enfer, les conditions de pression et de température ont entraîné la fusion partielle des roches (**anatexie**) et la production d'un **magma granitique**.

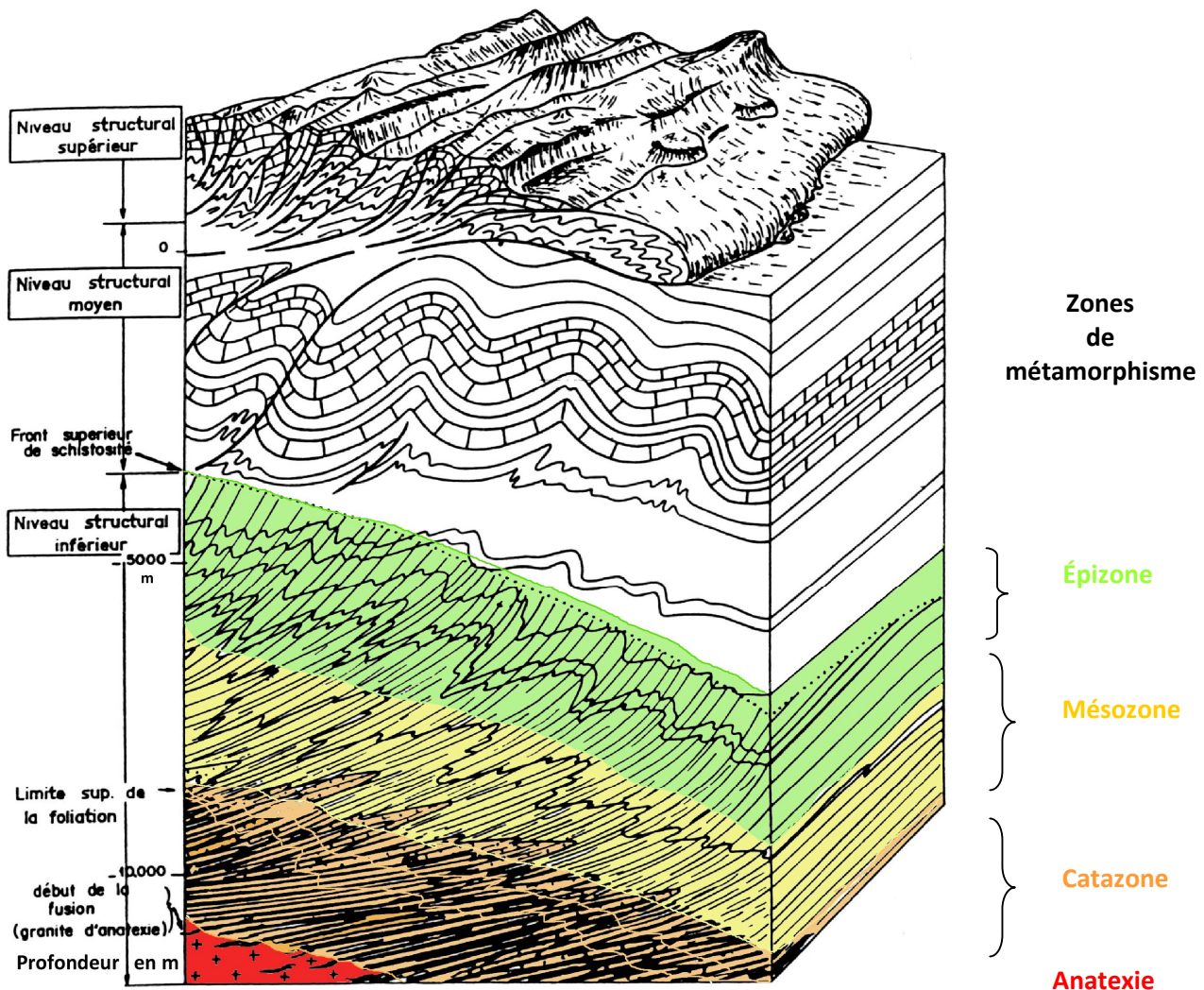
4. Évolution des déformations

L'intensification du métamorphisme du nord au sud s'accompagne d'une évolution des déformations : plis et schistosités.

Cette évolution complexe est liée à la succession de plusieurs épisodes orogéniques.

Illustrations :

figures n° 37, 38 et 39 des pages suivantes.



37. Localisation des niveaux structuraux, des limites de la schistosité et de la foliation, des déformations et des zones de métamorphisme à l'échelle de la croûte terrestre.

Zones de métamorphisme

En fonction de l'intensité des paramètres P/T, c'est-à-dire en fonction de la profondeur, on distingue classiquement en se référant aux roches de composition pélitique, la succession **des trois grandes zones suivantes** :

1. L'épizone : c'est la zone du métamorphisme de faible degré. Les roches demeurent riches en minéraux hydroxylés (hydratés) tels que séricite, chlorite, mica blanc. *Ex : schistes à chlorite et séricite de la falaise de Sauveterre.*

2. La mésozone : c'est la zone du métamorphisme de degré moyen, avec des roches à biotite, staurotide, disthène, grenat, amphibole. L'isograde d'apparition de la biotite marque l'entrée de la mésozone et sa limite inférieure correspond à l'isograde de disparition

de la muscovite suivant la réaction :

$\text{Muscovite} + \text{quartz} \rightleftharpoons \text{Sillimanite} + \text{feldspath potassique} + \text{eau}$

Ex : micaschistes à deux micas, micaschistes à muscovite et grenats de l'estran de Sauveterre.

3. La catazone : c'est la zone du métamorphisme de degré élevé caractérisé par le feldspath potassique, la sillimanite, les pyroxènes et les plagioclases calciques. Elle correspond aux roches profondes de l'écorce totalement déshydratées, sans minéraux hydroxylés. *Ex : Anse de Chaillé - Micaschistes feldspathiques à grenats et sillimanite, gneiss ocellé, gneiss à biotite et sillimanite.* La limite inférieure de la catazone est située à plus de 10 km de profondeur, au-delà d'une température de 700°C avec le début de la fusion des gneiss (**anatexie**). *Ex. : leucosomes, mélanosomes, amygdales quartzo-feldspathiques dans les paragneiss, migmatites de l'Anse de Chaillé.*

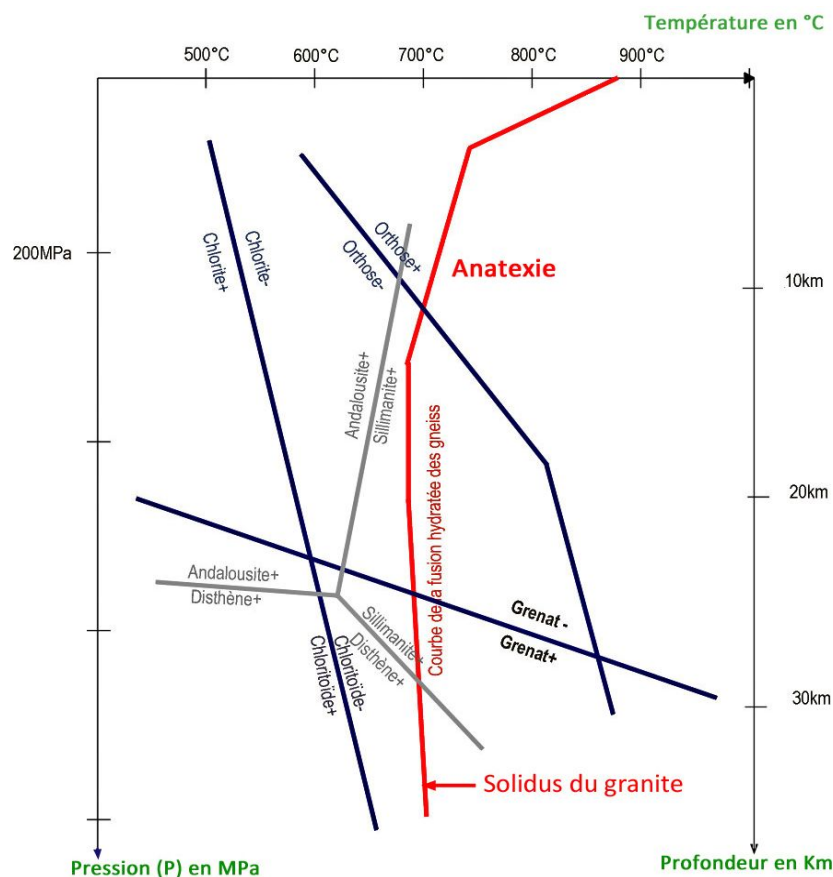
Stade 1	stade 2	stade 3	stade 4	stade 5	stade 6	stade 7	stade 8
Schistosité majeure: S0-1	crénulation de S0-1	crénulation asymétrique de S0-1	schistosité de crénulation S2 (strain-slip)	Cristallisations dans les plans de S2	intensification des cristallisations des microlithons de S0-1 rares conservés	disparition totale des microlithons de foliation composite et hétérogène	transposition totale = foliation composite et homogène
		création de plans de faiblesse S2 frustres			apparition d'un litage	litage conservé	
Evolution de la schistosité des roches de la falaise de Sauveterre				Evolution de la schistosité des roches de l'estran de Sauveterre			

38. Évolution des schistosités dans les roches métamorphiques de la falaise et de l'estran de Sauveterre

Zones de métamorphisme	
Épizone	Zone à chlorite
	isograde biotite (+)
Mésozone	Zone à biotite
	isograde staurotide (+)
	Zone à staurotide
	isograde disthène (+)
	Zone à disthène
Catazone	isograde sillimanite (+)
	Zone à sillimanite + muscovite
	isograde muscovite (-)
	Zone à sillimanite + Feldspath K
	limite de l'anatexie
	Zone de migmatites

39. Zones et isogrades de métamorphisme

La succession des zones de métamorphisme peut être subdivisée par le tracé de divers isogrades en plusieurs zones plus restreintes, dont la distribution cartographique permet une meilleure visualisation de la répartition géographique des divers domaines de pression et de température.



40. Diagramme PT - Domaines de stabilité de quelques minéraux du métamorphisme

Les minéraux et associations minérales des roches métamorphiques ne sont stables que dans certains domaines de température (T) et de pression (P). Lorsque les conditions de pression et température changent, les minéraux se transforment en d'autres minéraux suivant des réactions chimiques équilibrées et réversibles.

- 1 - Andalousite \rightleftharpoons disthène
- 2 - Andalousite \rightleftharpoons sillimanite
- 3 - Disthène \rightleftharpoons sillimanite
- 4 - Chlorite + muscovite + ilménite \rightleftharpoons TiO_2 + biotite
- 5 - Chloritoïde + muscovite \rightleftharpoons biotite + grenat + staurotide
- 6 - Chlorite + muscovite \rightleftharpoons staurotide + biotite + quartz
- 7 - Muscovite + quartz \rightleftharpoons silicate d'alumine + feldspath K + eau
- 8 - Solidus du granite = anatexie.

VREKEN Hendrik - CHAUVET Jean

PHOTOGRAPHIES : VREKEN Hendrik , CHAUVET Jean

BIBLIOGRAPHIE :

- GOUJOU J-C, Analyse pétrostructurale dans un avant-pays métamorphique, Éd. BRGM, Document n°216, 1992.
- GABILLY J., Guide géologique Poitou-Vendée-Charentes, Éditions MASSON, 1978.
- GOUJOU J-C, et al., Notice de la carte géologique des Sables d'Olonne au 1/50 000^{ème}, Éd. BRGM, 1994.
- BOUTON P., Fiche n°18 du Patrimoine géologique vendéen, La série métamorphique d'Olonne-sur-Mer - Les Sables-d'Olonne, Edition Conseil Général de la Vendée, 2008.

SITE INTERNET À CONSULTER : avg85.com