

# Sortie géologique de Vairé - Brétignolles - Croix-de-Vie

Lundi 11 avril 2016

« Rhyolites et nappes de charriage dans la zone littorale vendéenne »

avec André POUCKET, Géologue, membre de l'AVG

l'AVG devant les orgues rhyolitiques de Vairé

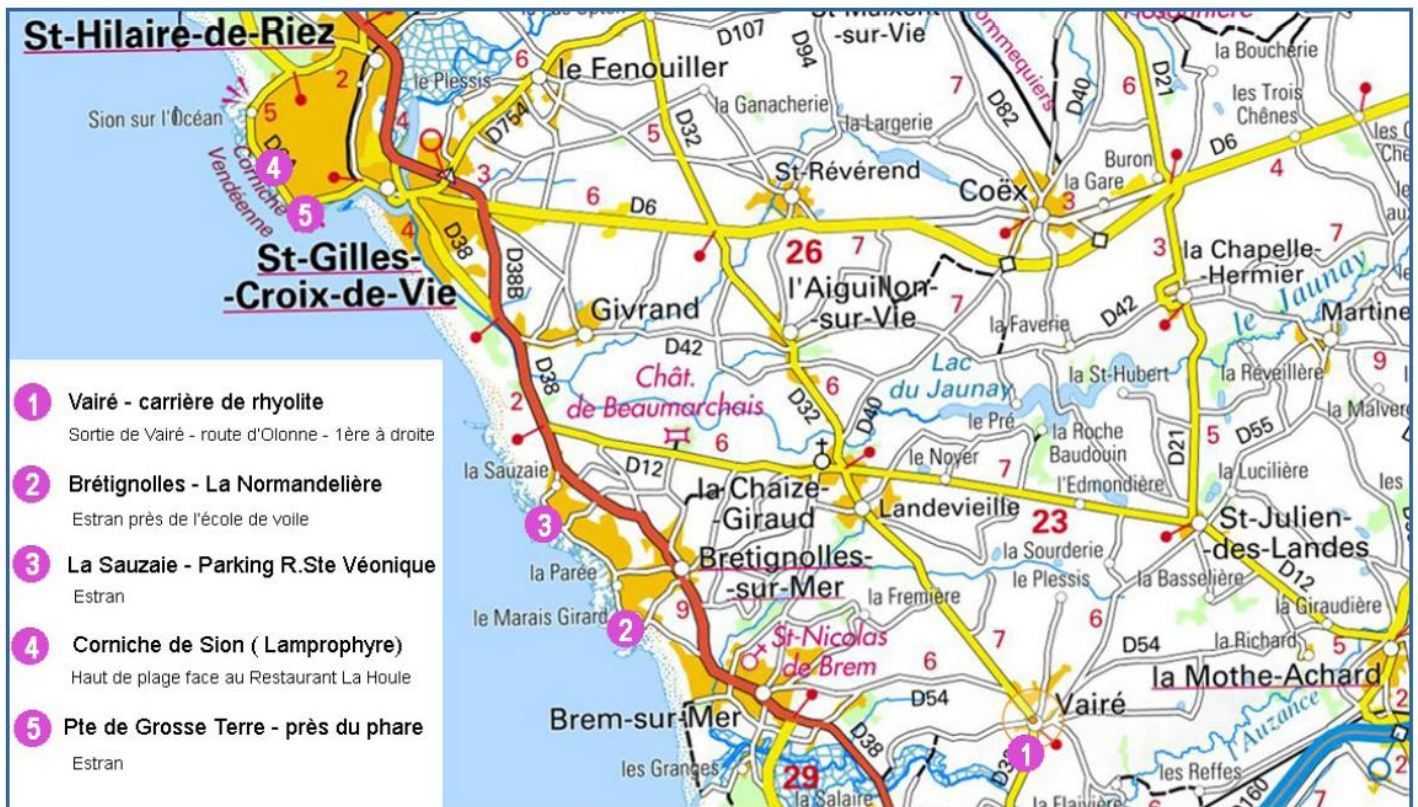


## 1. Thème de la sortie

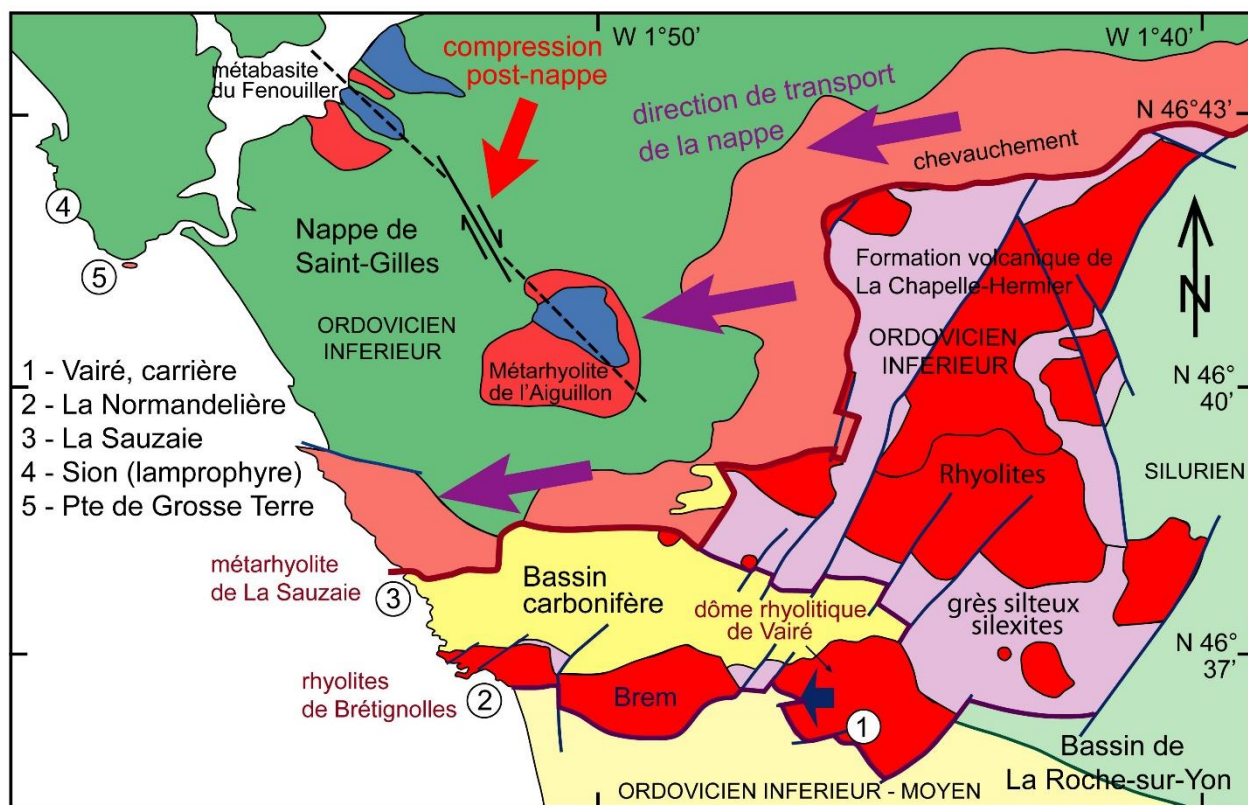
Les rhyolites anciennes de Vendée sont nombreuses et variées. Elles appartiennent toutes à une même période **d'activité volcano-tectonique intense du début de l'Ordovicien**. Cette période voit l'évolution en fossés tectoniques des bassins marginaux du nord du Gondwana. Il s'agit, en Vendée, des bassins de La Roche-sur-Yon, des Essarts et de Chantonnay. On leur adjoint, au nord et nord-est, les bassins de St-Georges-sur-Loire et de Cholet. Les bassins vendéens sont actuellement très proches, voire superposés (nappe de Saint-Gilles expulsée du bassin sud-armoricain). Mais cela résulte du jeu des grands décrochements dextres NW-SE et des chevauchements par charriage. Tous ces bassins ne se sont pas développés également. Un seul s'est largement ouvert au Dévonien pour donner un océan par fracturation et séparation complète de l'écorce continentale, c'est l'océan sud-armoricain où vont se former les éclogites par métamorphisme de haute pression du plancher océanique, lors de la fermeture par serrage tectonique et subduction intra-continentale.

Les rhyolites marquent une **phase très précoce d'une ouverture intra-continentale**. Elles résultent d'une fusion de l'écorce continentale due au flux de chaleur qui se dégage de la montée du manteau supérieur. En réalité, la chaleur est transmise par des magmas basaltiques provenant de la fusion du manteau par décompression, magmas qui s'accumulent sous l'écorce et dont une petite partie parvient à traverser les strates sédimentaires des bassins.

Nous allons voir quelques variétés de rhyolites dans divers états de formation et de transformation qui reflètent leurs histoires géologiques (*figures 1 et 2*).



*Figure 1 : Extraits de cartes géographiques routières pour la localisation des sites*



*Figure 2 : Localisation des sites sur la carte géologique de Brétignolles-Saint-Gilles*

Les rhyolites de Vairé et de Brétignolles appartiennent à l'Unité de La Chapelle-Hermier qui provient de l'axe structural initial du bassin de La Roche-sur-Yon. Elles ont été transportées vers l'ouest sur quelques dizaines de kilomètres, lors de la mise en place des massifs granitiques de La Roche-sur-Yon. On observe le magnifique **dôme rhyolitique de Vairé dans une grande carrière (site n° 1)**, avec ses grands prismes d'orgues volcaniques qui rappellent ceux des roches Tuilière et Sanadoire du Mont-Dore, mais entièrement déversés vers l'ouest. On fait ensuite une **promenade sur l'estran de La Normandelière au Marais Girard (site n° 2)** pour examiner une coulée rhyolitique massive surmontée par une belle ignimbrite et discuter de la relation tectonique des ces roches ordoviciennes avec les sédiments du bassin carbonifère de Brétignolles.

La rhyolite de La Sauzaie (site n° 3) appartient à la nappe de Saint-Gilles. Elle a été transportée vers l'ouest sur une soixantaine de km en constituant la base charriée d'une pile sédimentaire de plus de 1000 m d'épaisseur. De ce fait la roche est très fortement aplatie, broyée et étirée. On peut néanmoins reconnaître un empilement de coulées porphyriques séparées par des passées vitreuses. Mais c'est surtout l'occasion d'observer une base de nappe de charriage avec une semelle ultramytonitique typique et écaillage tectonique intense puisque la rhyolite a été charriée sur les formations du bassin de La Roche-sur-Yon, de l'Unité de La Chapelle-Hermier, puis sur le bassin carbonifère.

On traverse ensuite la **pile sédimentaire de la nappe de Saint-Gilles** que l'on examine dans la **corniche de Sion-sur-l'océan-Croix-de-Vie**. Mais d'abord, un arrêt s'impose sur **l'intrusion magmatique de lamprophyre (site n° 4)**, ou dolérite à mica, de cette corniche qui constitue un très bel affleurement. On discute du mode de mise en place et de la signification d'une telle intrusion. Enfin, on examine la lithologie et la déformation des **sédiments de la nappe à la pointe de Grosse Terre (site n° 5)**. Ces sédiments sont juste au-

dessus de la rhyolite de Pilours qui est dans le prolongement de celle de La Sauzaie. Ils se caractérisent par des niveaux abondants de cinérites volcano-sédimentaires remaniant les volcanites sous-jacentes.

On aurait aimé ensuite montrer le basalte métamorphique du Fenouiller qui marque une reprise significative de l'activité volcano-tectonique du bassin. Malheureusement toutes les carrières sont inondées et il n'y a plus d'affleurements montrables. Mais pour voir la « pierre du Fenouiller » il suffit de regarder la plupart des villas un peu anciennes de la corniche et d'ailleurs.

Les sites d'observation sont localisés sur des extraits de cartes géographiques (figure 1) et sur la carte géologique de Brétignolles-Saint-Gilles (numéros 1 à 5, figure 2) tirée de la nouvelle carte des Sables d'Olonne-Saint-Gilles non publiée (figure 3). Le contexte géologique régional est indiqué sur le schéma structural du secteur vendéen du domaine sud-armoricain (figure 4) (d'après Pouclet et al., 2016). Le secteur considéré appartient à la Zone structurale ouest ou littorale.

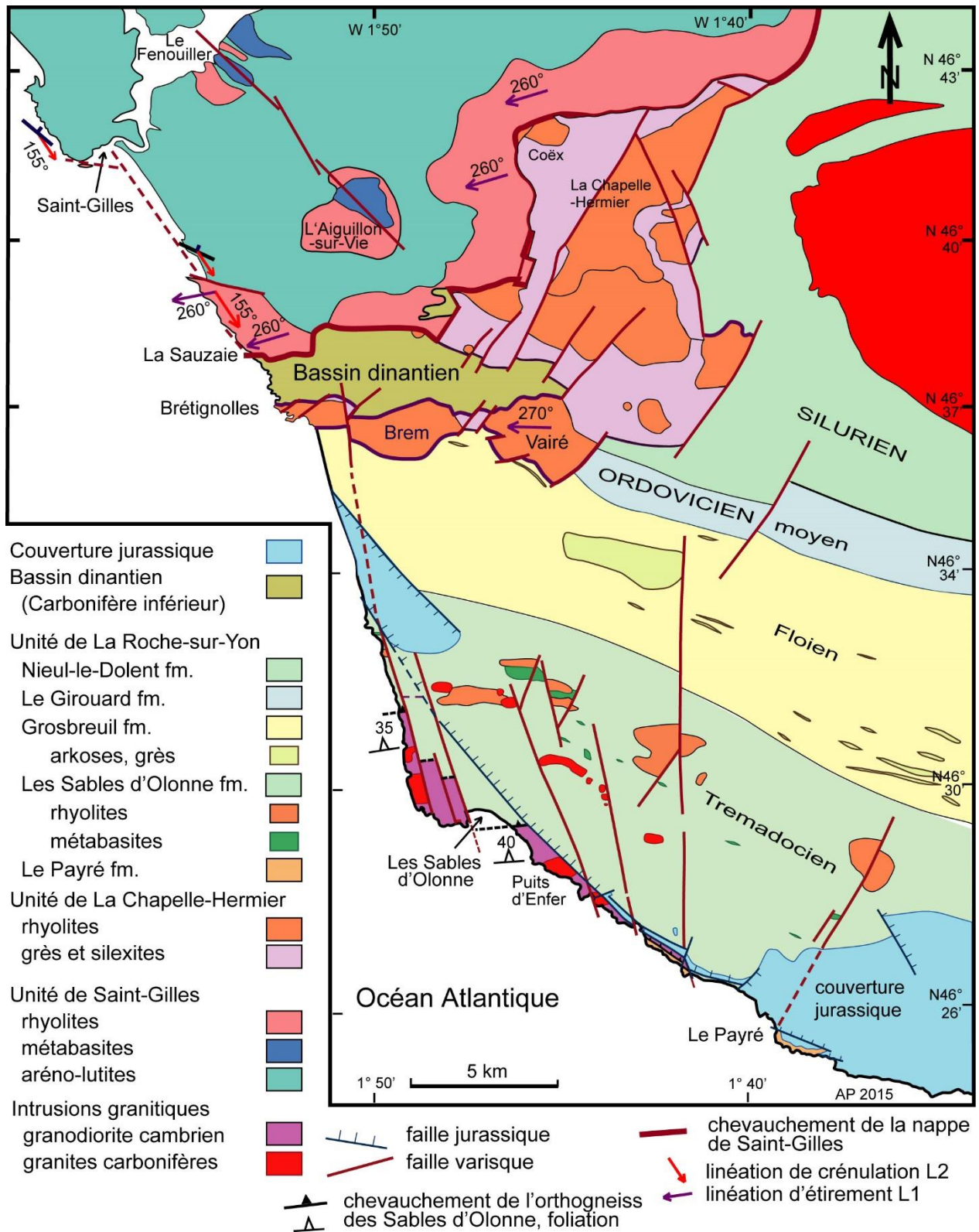


Figure 3 : Carte géologique des Sables-d'Olonne-Saint-Gilles (inédite)

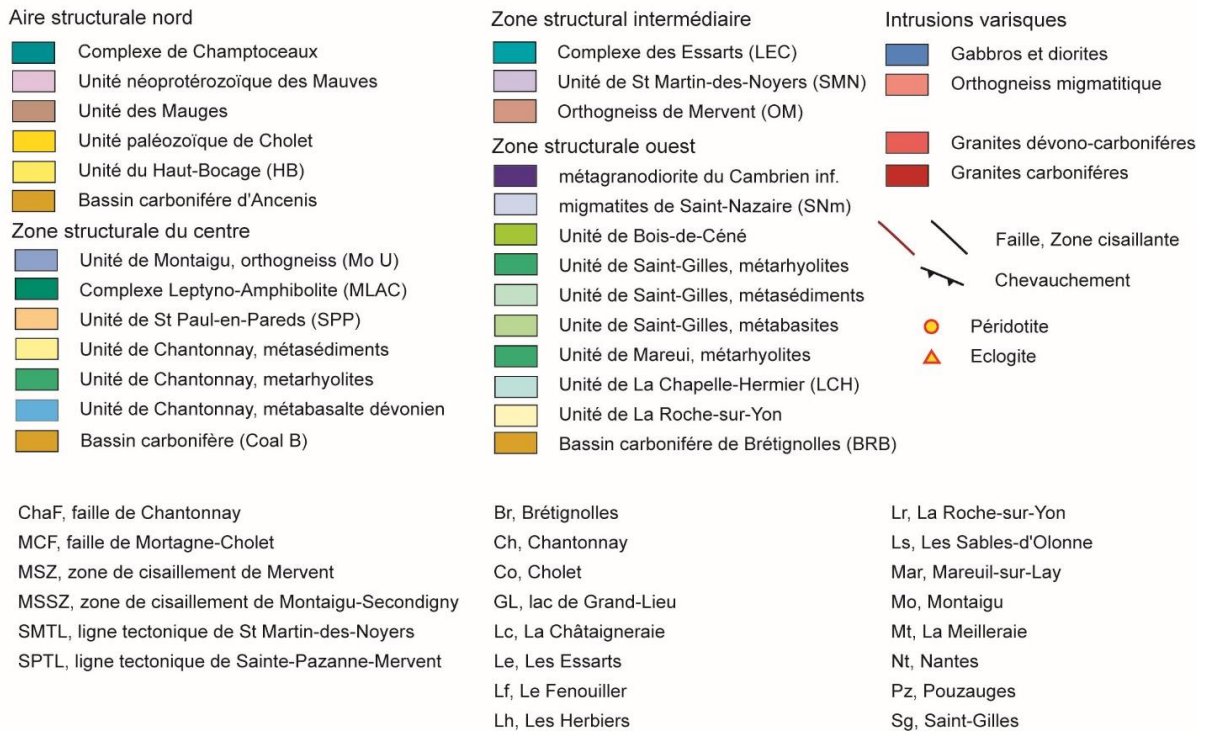
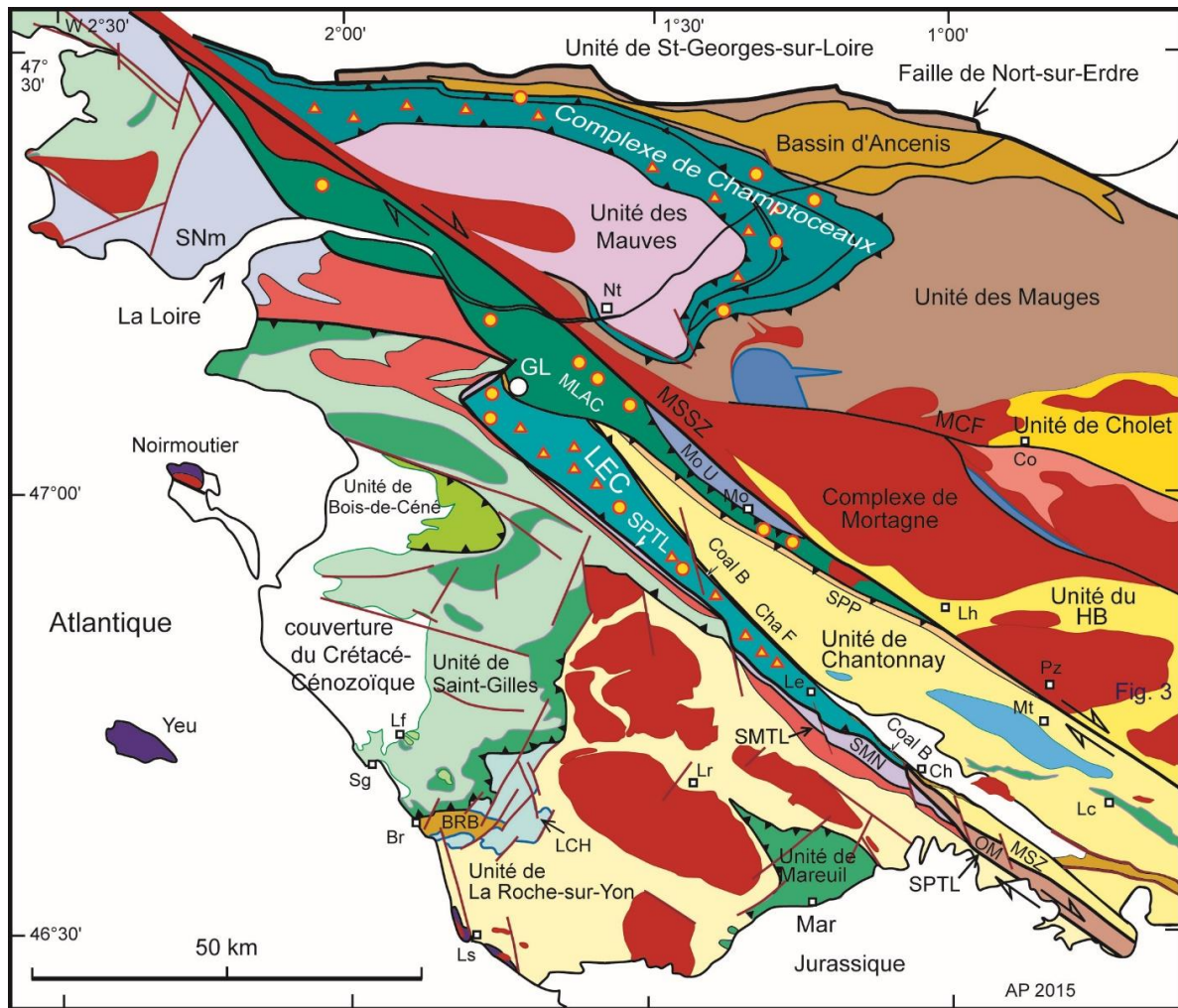


Figure 4 : Schéma structural du domaine sud-armoricain (Poulet et al., 2016)



Mais toute la pile de prismes est affectée par une fracturation en failles normales pentées de 40° à 60° vers l'ouest. Cette fracturation s'effectue à toutes les échelles avec des jeux centimétriques à métriques (photos 1, 2, 3 et 4). Elle est particulièrement serrée sur la bordure ouest du massif (photo 5). Les prismes sont tronçonnés et les panneaux segmentés s'écroulent vers l'ouest comme une pile d'un jeu de cartes. Une telle structuration implique un basculement avec chute gravitaire vers l'ouest d'un puissant corps magmatique à prismation initialement sub-verticale. C'est cette extension tectonique qui explique l'étalement des prismes sur une importante largeur, soit au moins 800 m, ce qui dépasse très largement les épaisseurs habituelles des orgues volcaniques.



*Photo 1 : Panoramique de la carrière de Vairé -  
Structuration en prismes hectométriques pentés de 30° vers l'est (AP)*



Ph. 2



*Photo 2 : Carrière de Vairé, paroi nord-ouest - 5 paliers de 15 m (HV)*



*Photo 3 : Prismes de la paroi sud-ouest (AP)*



*Photo 4 : Découpage des prismes par failles normales à pendage ouest (HV)*



**Photo 5 : Failles normales concentrées vers la bordure ouest du massif -  
Les prismes deviennent indistincts (JC)**

Les terrains encaissants de la bordure sud sont constitués de strates bien litées d'argilo-siltites\* et d'argilites avec des bancs métriques de grès quartzeux selon une direction N 110° et un pendage variant de 70° à 50° vers le nord-est (figure 5). Immédiatement au sud de la carrière, le site des Pierres Garatelles correspond à un banc de grès plurimétrique à base conglomératique. C'est un banc semblable, un peu plus à l'est, qui a livré des traces fossiles de bilobites (pistes de trilobites) déterminées comme *Cruziana furcifera* et attribuées à l'Ordovicien inférieur à moyen (Goujou et al., 1994). Cette espèce de bilobite est connue en Bretagne dans les grès armoricains datés du Floien, partie supérieure de l'Ordovicien inférieur. C'est l'âge que nous retenons pour la séquence sédimentaire au sud du massif rhyolitique (figure 3). Un faible métamorphisme a transformé les argilites en schistes sériciteux avec une schistosité parallèle à la stratification (S<sub>0-1</sub>). Le contact avec la rhyolite est fortement tectonisé. Il s'effectue sur un système de failles à jeu inverse disposé parallèlement à la schistosité. Le plan de faille majeur est bien lissé et porte des stries orientées E-W et plongeant de 30° vers l'est (photo 6). Toute la zone de faille, sur plusieurs mètres de puissance, est un empilement d'écailles de rhyolite broyée intercalées dans des panneaux de schistes portant une linéation d'étirement à plongement N 90°-30°E (photo 7). Vers l'ouest, un panneau de la bordure rhyolitique épargnée dans l'exploitation de la carrière montre l'aplatissement de la roche prismée sur la zone de faille (photo 8). Ces caractères indiquent

clairement un mouvement en décro-chevauchement\* vers l'ouest de la rhyolite sur la pile sédimentaire. Enfin, à la suite de ce décro-chevauchement, le contact faillé a été décalé de 200 m par un décrochement sénestre\* (photo 9).

## Ph.6



*Photo 6 : Miroir de faille en décro-chevauchement de la bordure sud (AP)*

Ph.7

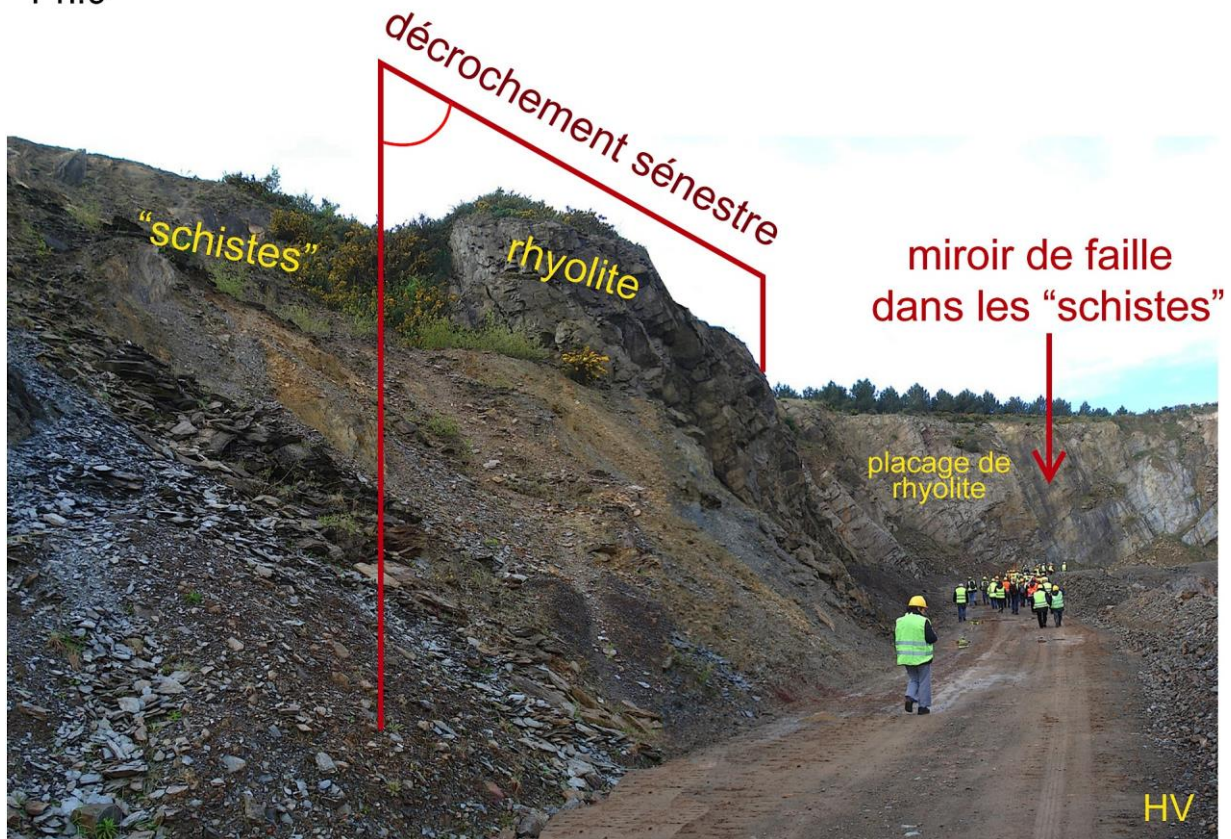


*Photo 7 : Ecaillage et mélange tectonique de rhyolite et de méta-argilite schisteuse dans la zone de contact sud en faille inverse (HV)*



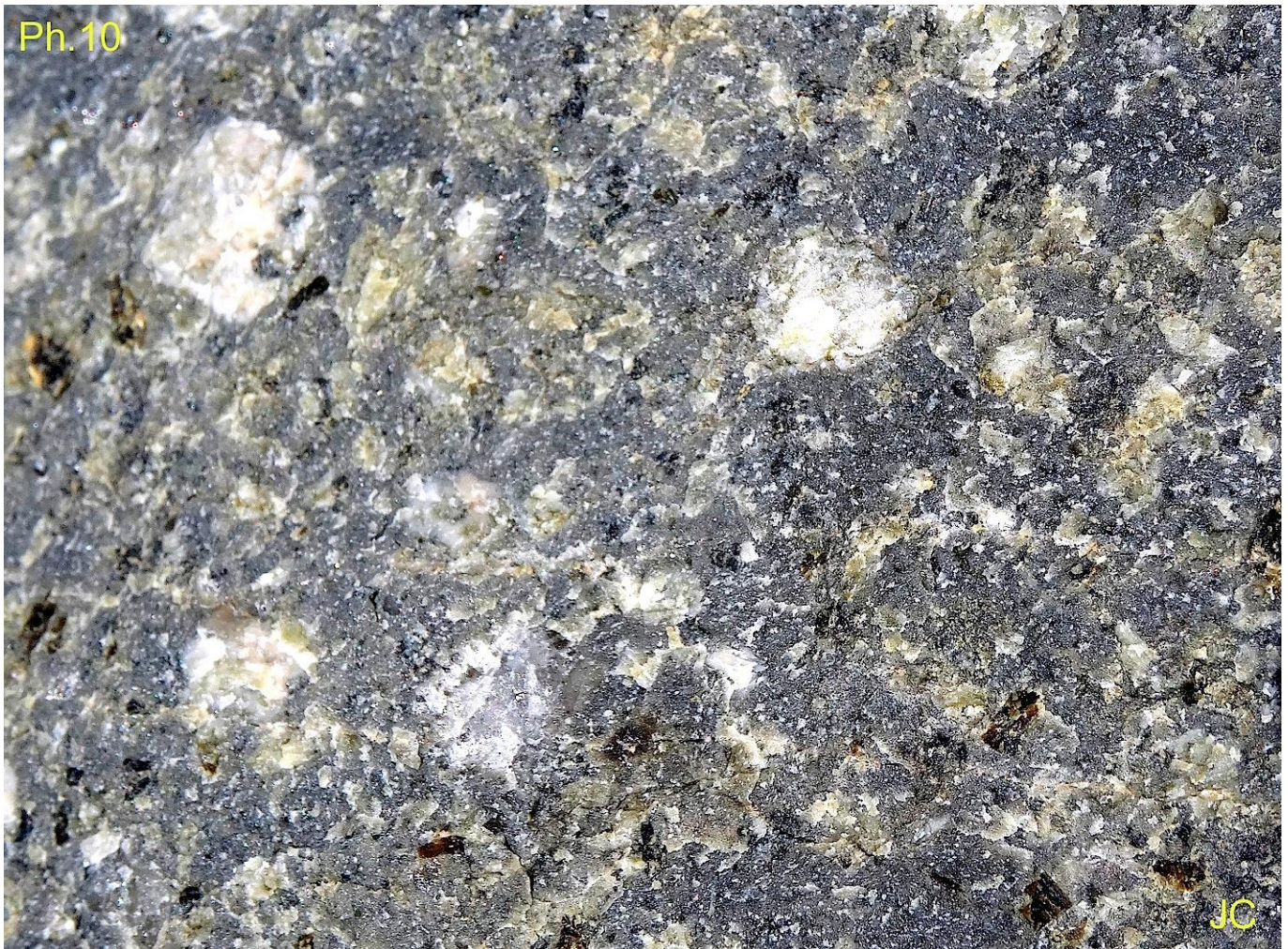
*Photo 8 : Compression de la rhyolite sur la bordure sud (HV)*

Ph.9



**Photo 9 : Décrochement sénestre NE-SW décalant de 200 m le contact rhyolite-méta-argilites - Miroir de la faille sud, en arrière à droite (HV)**

La rhyolite est hyalo-porphyrique\* de teinte grise (photo 10). Les phénocristaux comprennent du feldspath potassique idiomorphe blanc-rosé de taille centimétrique, du plagioclase sodique plus diffus et de grands quartz lacuneux à contours arrondis et parfois en agrégats. Les microphénocristaux comptent de la biotite abondante partiellement chloritisée et des agrégats de magnétite. La mésostase\* renferme des microcristaux de magnétite et de biotite. Elle est dévitrifiée en association felsitique de quartz et feldspath. A l'échelle de la carrière, la structure est équante\*, massive et homogène sans indices d'écoulement visqueux ni de rubanement. L'ensemble suggère un refroidissement en sub-surface d'une masse magmatique immobilisée, en accord avec le développement de la prismation. La prismation en colonnades résulte d'une contraction thermique perpendiculaire à la direction du refroidissement convectif de la lave vers la surface, en fonction du gradient thermique résultant de la différence de température entre le cœur de la lave et l'extérieur.



*Photo 10 : Vue pétrographique rapprochée de la rhyolite - Texture hyalo-porphyrique à phénocristaux de feldspath et de quartz et microphénocristaux de biotite (JC)*

Ces diverses observations permettent de proposer une interprétation pour la rhyolite prismée de Vairé qui proviendrait, pour l'essentiel, d'une protrusion, c'est-à-dire de la solidification d'un corps magmatique intrusif à très faible profondeur. Tout le massif de Vairé n'est pas prismé, mais sa composition et sa texture pétrographique restent constantes, ce qui n'exclut pas un écoulement en masse des autres parties du massif. Nous interprétons donc ce massif comme un dôme-coulée\* volcanique dont la partie prismée se localisait à un point de sortie du magma. Nous comparons l'aspect initial des colonnades de Vairé à celui de la roche Tuilière, une protrusion bien connue du massif du Mont Dore dans le Massif Central ([photo 11](#)). Certes, la roche Tuilière est bien plus petite que devait l'être le dôme de Vairé, c'est qu'elle est faite de phonolite et non de rhyolite, une roche beaucoup moins visqueuse qui ne s'accumule pas sur une grande hauteur comme peut le faire la rhyolite ou la dacite (voir le piton de la Montagne Pelée à la Martinique).



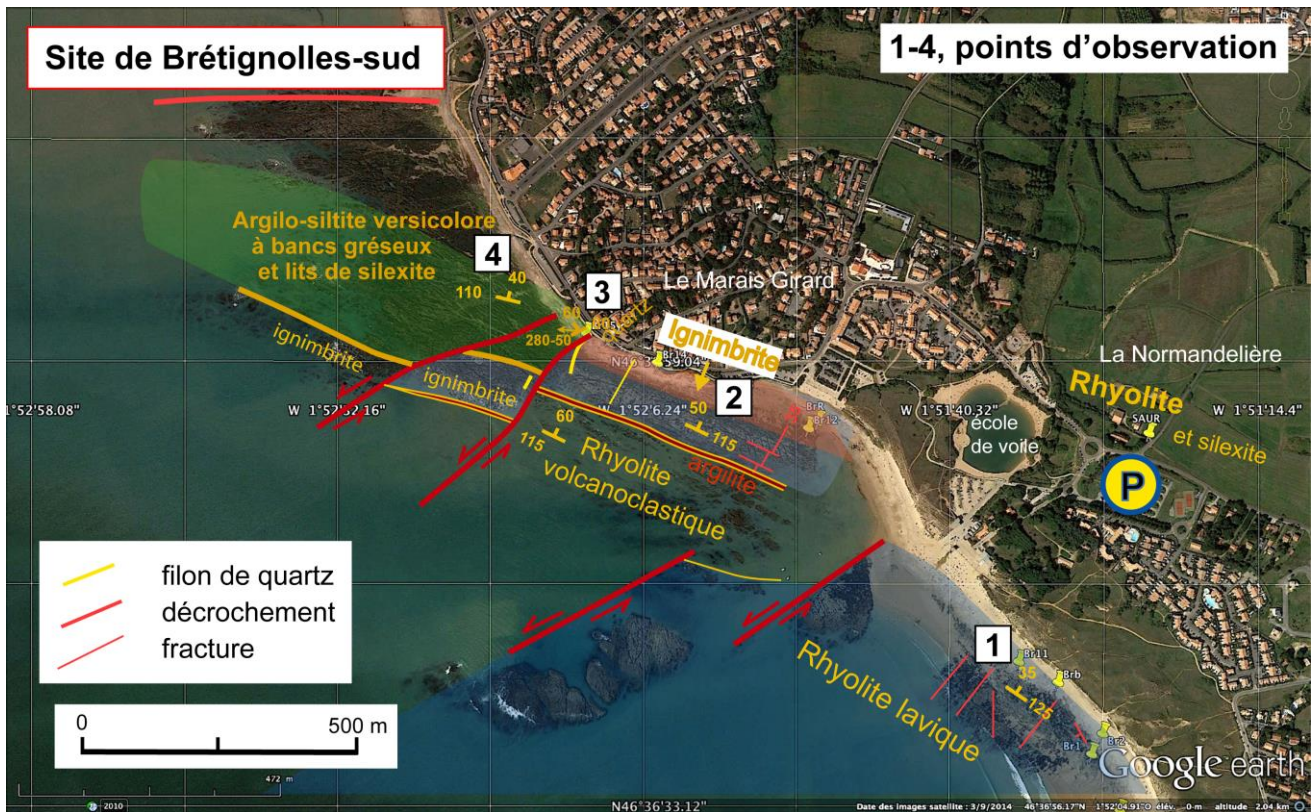


*Photo 11 : Protrusion prismée de la Roche Tuilière dans le massif du Mont-Dore (photo de Jacques-Marie Bardintzeff, avec son aimable autorisation)*

Après solidification du dôme et son extrusion finale, un basculement gravitaire doit être envisagé, mais la localisation actuelle du massif avec la structuration des bordures en failles inverses implique une phase de compression et un transport mécanique vers l'ouest. Ce transport a été facilité par la présence d'un substratum stratifié en schistes sériciteux particulièrement compétents\* qui a fait office de surface savonneuse. Actuellement, le massif de Vairé, comme toute l'Unité de La Chapelle-Hermier, est détaché de sa source et est donc allochtone (figures 3 et 4).

## **2.2. Estran de La Normandelière au Marais Girard**

Au sud de Brétignolles, de La Normandelière au Marais Girard, soit du sud au nord, la côte rocheuse montre une superposition de deux coulées rhyolitiques puis d'une formation sédimentaire. Le site est découpé en quatre secteurs d'observation (points d'observations 1 à 4, figure 6).



**Figure 6 : Schéma géologique de l'estran de La Normandelière au Marais Girard - Superposition de coulées de rhyolite et d'ignimbrite**

**Secteur 1.** La plate-forme rocheuse au sud de la plage de La Normandelière montre une coulée de rhyolite massive dite des roches du Repos (photo 12). Cette rhyolite appartient à la partie ouest du massif de Brétignolles, lequel prolonge le massif de Brem (figures 2 et 3). La rhyolite de Brétignolles a été exploitée dans la carrière de Bréthomé actuellement inondée et affleure largement dans les champs entre la carrière et la ferme de La Normandelière près de la côte, en association avec des silexites\* litées noires à aspect de phtanites. Une datation U/Pb sur zircon donne un âge de  $472 \pm 4$  Ma pour la rhyolite de Bréthomé (Ballèvre et al., 2012). Attention, l'apparente précision de la datation est illusoire et dépend du nombre de mesures. Pour dater correctement les rhyolites de l'Unité de La Chapelle-Hermier, il faut examiner l'ensemble des mesures. Nous retenons globalement un âge trémadocien, premier étage de l'Ordovicien inférieur.



*Photo 12 : La Normandelière - Coulée de rhyolite massive sur l'estran (AP)*

La rhyolite est hyalo-porphyrique\* à phénocristaux infra-centimétriques de feldspaths potassique et de quartz (photo 12). La nature effusive de la roche est trahie par une belle fabrique de rubanement magmatique (photos 13 et 14).



*Photo 13 : La Normandelière - Rubanement magmatique (AP)*



*Photo 14 : La Normandelière - Rubanement magmatique  
Les plans sont orientés N 125° et pentés de 35° vers le nord-est (AP)*

Le rubanement montre une disposition laminaire des cristaux avec variation de la taille des cristaux donnant un aspect lité. Cette fabrique résulte d'un écoulement laminaire visqueux. Les lits aux grains les plus fins sont plus riches en mésostase\* vitreuse et constituaient des niveaux à écoulement plus rapide entre des lits plus cristallins naturellement plus visqueux. Cet indice de fluidalité relative est commun dans les coulées de lave visqueuses qui s'épanchent en masse et très lentement sur une forte épaisseur. Dans la plupart des cas, l'écoulement s'effectue sur une faible pente et le rubanement est disposé selon des plans proches de l'horizontale. En l'occurrence, ces plans sont orientés N 125° et pentés de 35° vers le nord-est. Compte tenu de ce pendage et de la largeur d'affleurement, la rhyolite fait au moins 300 m d'épaisseur. On a donc affaire à une ou plusieurs coulées empilées. En effet, régulièrement, la roche montre des bandes intensément fracturées (photo 15). Par ailleurs, la pile rhyolitique est traversée par de nombreuses fractures rectilignes sub-verticales orientées N 30° à 40° prédominantes et N 0° secondaires. Cette rhyolite se poursuit dans des affleurements situés à l'ouest et plus bas dans l'estran qui sont décalés de la pile principale par deux décrochements senestres\* N 50° (figure 6). Ces affleurements sont cataclasés et d'aspect schistosité. La texture pétrographique est homogène et finement volcanoclastique\* (photo 16). Nous l'interprétons comme la partie supérieure de la coulée rhyolitique décrite ci-dessus développée sur une épaisseur de l'ordre de 150 m.



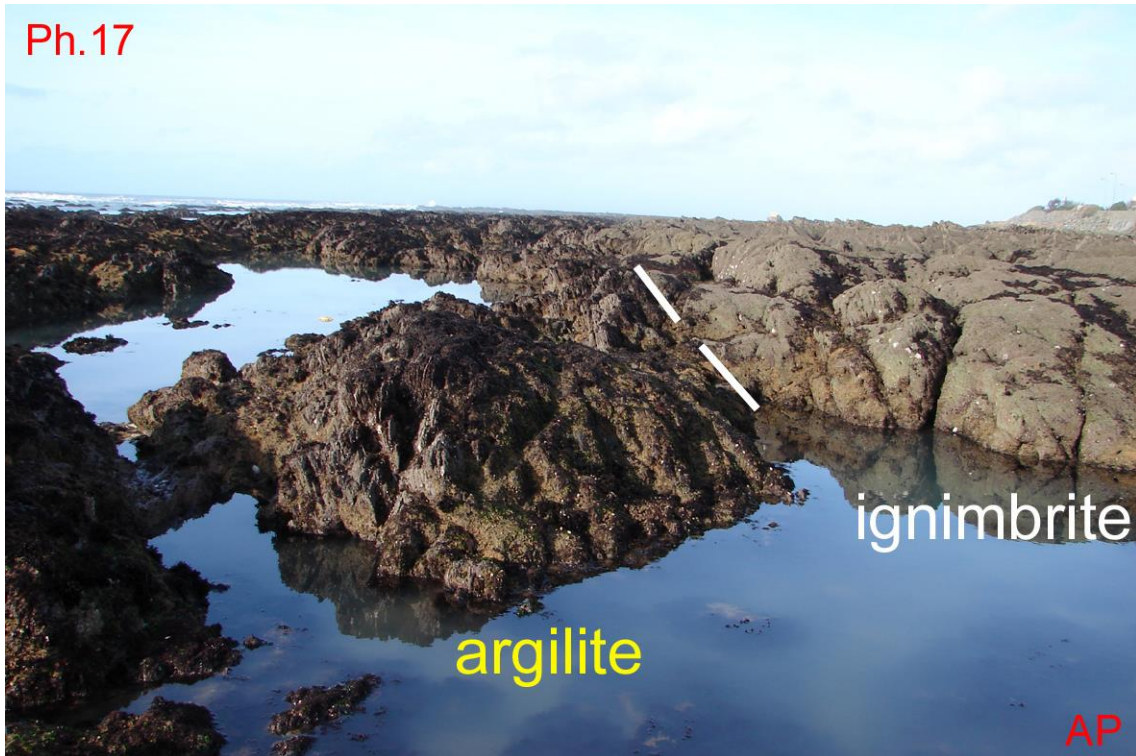
*Photo 15 : La Normandelière - Fracturation de la rhyolite massive (AP)*



*Photo 16 : Le Marais Girard - Rhyolite volcanoclastique surmontant la rhyolite massive (AP)*

*Secteur 2.* Ce secteur commence par une couche d'argilite rouge sédimentée directement sur la rhyolite volcanoclastique et en conformité apparente (photo 17). D'environ deux mètres d'épaisseur, le lit est orienté N 115° avec un pendage de 50° vers le nord-est. Cet épisode

sédimentaire interrompt l'activité volcanique. Mais l'activité effusive reprend rapidement avec un nouvel épanchement rhyolitique reposant sur la couche d'argilite (photo 18).



*Photo 17 : Le Marais Girard - Banc d'argilite rouge intercalé entre la rhyolite volcanoclastique et l'ignimbrite et orienté N 115° avec un pendage de 50° vers le nord-est (AP)*

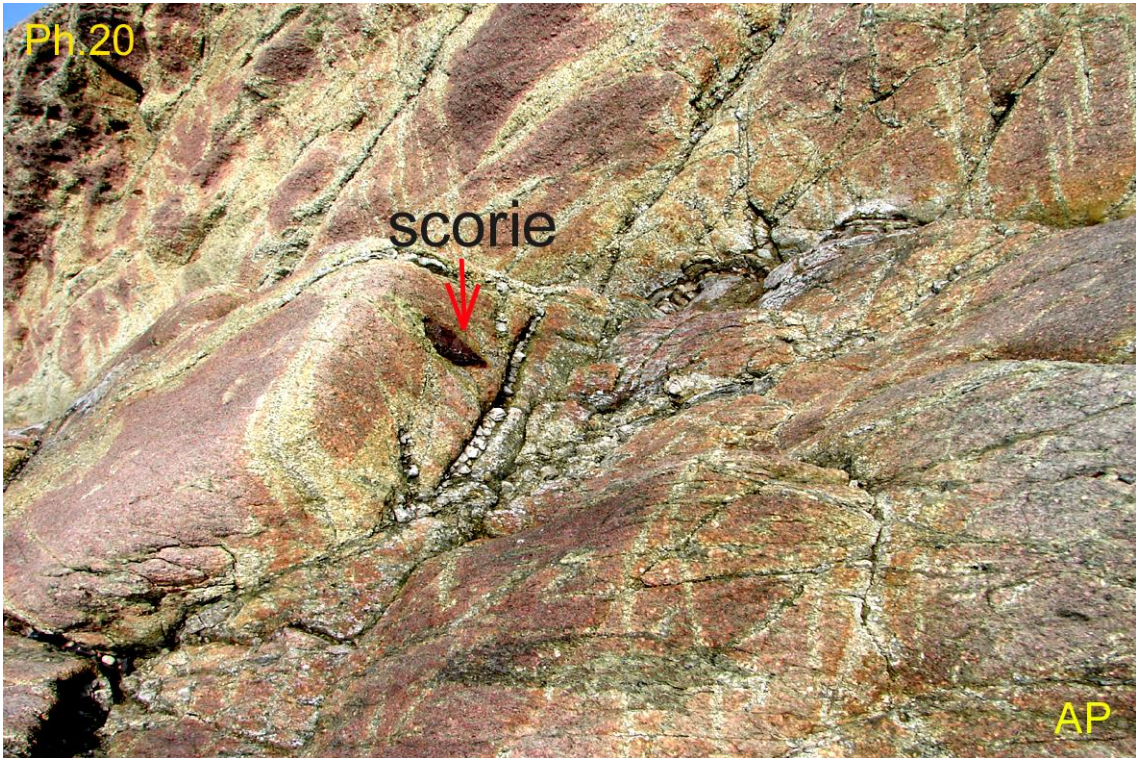


*Photo 18 : Le Marais Girard - Contact de base de l'ignimbrite sur l'argilite (AP)*

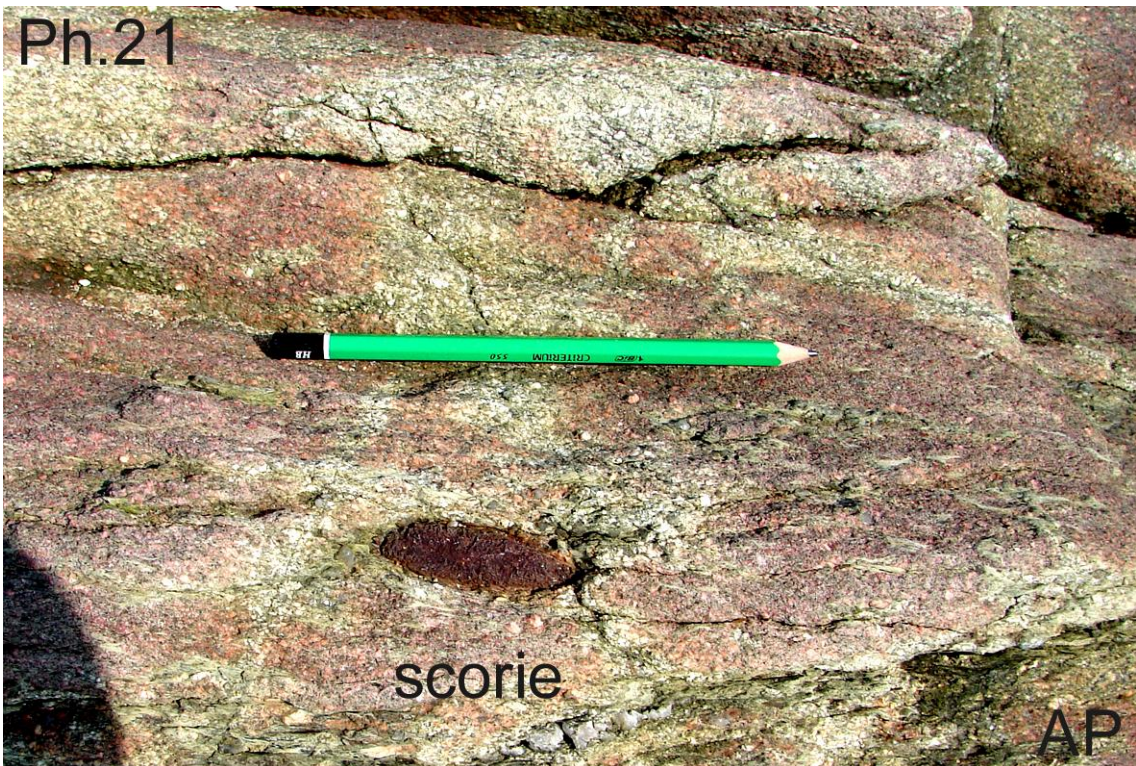
C'est une belle ignimbrite\* rubanée à texture eutaxitique\* et riche en fragments de scories qui affleure sur tout le haut estran du Marais Girard (photos 19, 20 et 21). Orientée N 115° et pentée de 50° vers le nord-est, son épaisseur est de l'ordre de 100 à 150 m. Les variations de couleur rouge et verte résultent de différents taux d'oxydation du fer qui diffuse le long des plans de fracture. Les principales fractures sub-verticales sont orientées N 20° et parfois injectées de quartz sur quelques centimètres (photo 22). Elles sont décalées de quelques décimètres par des décrochements dextres\* N 130°.



*Photo 19 : Le Marais Girard - Ignimbrite à texture eutaxitique et rubanement irrégulier (AP)*



*Photo 20 : Le Marais Girard - Ignimbrite à inclusion de scorie (AP)*



*Photo 21 : Le Marais Girard - Ignimbrite à inclusion de scorie (AP)*





*Photo 22 : Le Marais Girard - Fracture N 20° remplie de quartz (AP)*

Nous voyons une parfaite continuité sur le terrain entre la rhyolite rubanée, la partie volcanoclastique\* et l'ignimbrite en concordance avec l'intercalation argileuse sédimentaire. Toute la séquence est bien contemporaine et donc bien datée de l'Ordovicien inférieur (Trémadocien).

Noter que, sur la carte géologique de Saint-Gilles-Croix-de-Vie, la rhyolite clastique et l'argilite sont figurées en arkoses et schistes du Marais Girard et attribuées soit au Silurien soit au Viséen (Ters et al., 1985 ; Ters et Viaud, 1987).

**Secteur 3.** L'ignimbrite vient buter à l'ouest sur un décrochement sénestre\* N 60° qui a fonctionné en décro-chevauchement N 280°-50° avec le chevauchement des argilo-siltites\* du bassin dinantien de Brétignolles (figure 6). Elle réapparaît à l'ouest en bas de l'estran après un décalage de 75 m. Un deuxième décrochement sénestre\* d'ampleur similaire décale à nouveau l'ignimbrite\* qui disparaît dans la mer vers l'ouest. Le long du premier chevauchement, les strates sédimentaires sont fortement comprimées et intriquées d'écaillés d'ignimbrites, ce qui ne laisse aucun doute sur l'importance de ce contact tectonique (photos 23 et 24). Mais surtout, la zone de fracturation est injectée par un gros filon de quartz épais de 50 à 60 cm, penté de 60° NW et positionné en partie dans le décrochement et, après une courbure vers le sud, dans l'ignimbrite (photo 25). Un second filon similaire, épais de 1.50 m, traverse l'ignimbrite du panneau sud-ouest en direction N 50° avec un pendage de 50° vers l'ouest (photo 26). Ces filons sont postérieurs au décrochement mais montrent des stries de glissement qui indiquent un mouvement de chevauchement vers l'est. On en déduit un mouvement compressif tardif ayant réactivé la faille inverse.



**Photo 23 :** Le Marais Girard - Faille décro-chevauchante N 280°-50° injectée de quartz entre les argilo-siltites du bassin dinantien de Brétignolles (à gauche) et l'ignimbrite trémadocienne de l'Unité de La Chapelle-Hermier (non figurée, à droite) (AP)



*Photo 24 : Le Marais Girard - Faille décro-chevauchante ; mélange broyé d'argilo-siltites et d'ignimbrite (AP)*



*Photo 25 : Le Marais Girard - Filon de quartz penté de 60° NW et injecté dans la faille inverse entre les argilo-siltites schistosées et l'ignimbrite (PG)*

## Ph.26



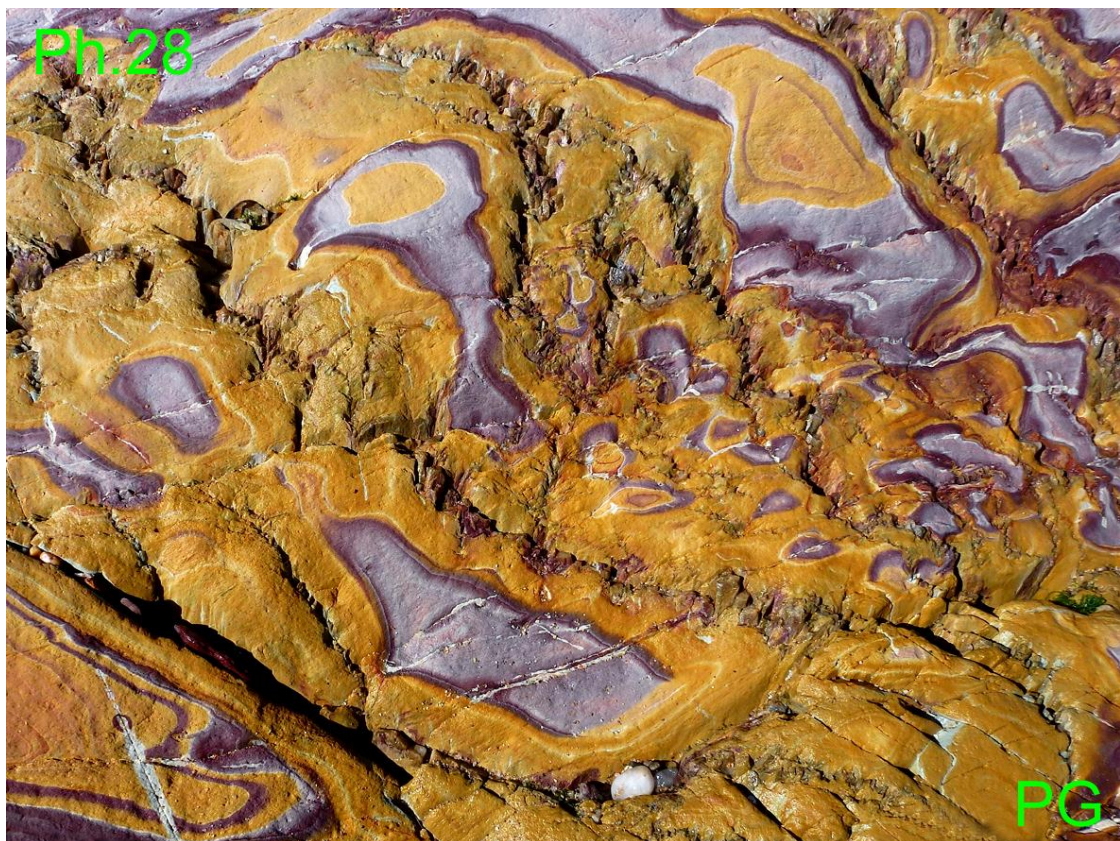
*Photo 26 : Le Marais Girard - Deuxième filon de quartz N 50° avec un pendage de 50° vers l'ouest dans l'ignimbrite (AP)*

**Secteur 4.** L'ouest du décro-chevauchement\* majeur est occupé par une séquence d'argilo-siltites versicolores intercalées de bancs gréseux décimétriques et de lits de silexites\* grises centimétriques (photos 27 et 28). Ce sont les schistes bariolés de Ters et Viaud (1987). Cette formation sédimentaire est dépourvue de tout métamorphisme mais a été comprimée et microplissée. Elle est orientée N 110° à 130° et pentée de 40° à 50° vers le nord-est. Elle appartient au bassin dinantien de Brétignolles qui est un fossé tectonique effondré dans le bassin de La Roche-sur-Yon au Carbonifère inférieur (voir site 3 ci-après).

On constate donc que les strates dinantiennes de Brétignolles viennent chevaucher en faille inverse les rhyolites trémadociennes.



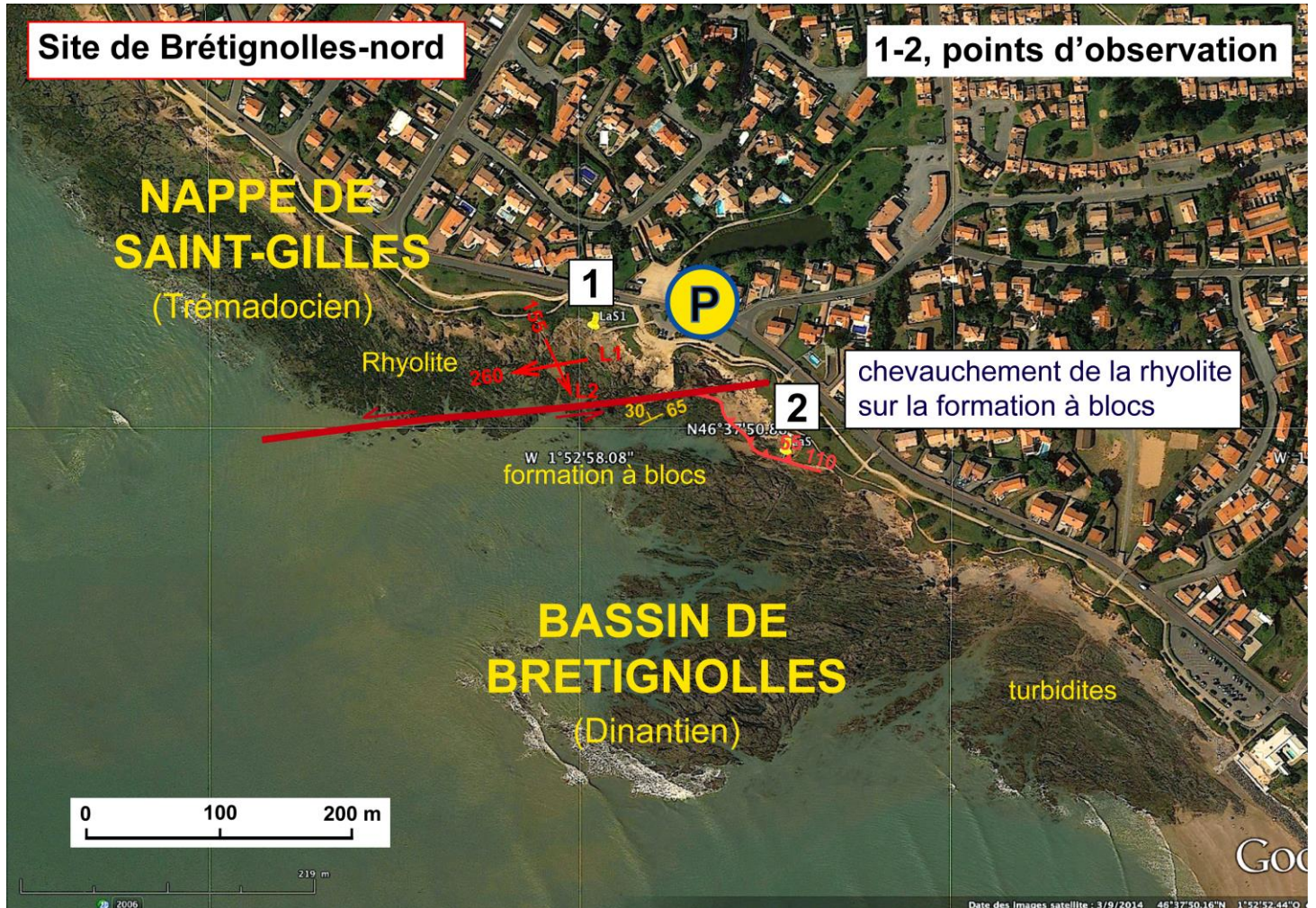
*Photo 27 : Le Marais Girard - Argilite bariolée du Dinantien de Brétignolles (PG)*



*Photo 28 : Le Marais Girard - Aspect versicolore de l'argilite (PG)*

### 2.3. Estran de La Sauzaie au Rocher Sainte-Véronique

Ce site a pour objet l'observation dans deux secteurs de la rhyolite de La Sauzaie et de son chevauchement sur le bassin de Brétignolles (points d'observation 1 et 2, figure 7). Il est l'occasion de discuter de la structuration et de la lithostratigraphie du bassin de Brétignolles.



**Figure 7 : Schéma géologique de l'estran de La Sauzaie dans l'anse du rocher Sainte-Véronique - Chevauchement de la métarhyolite de la nappe de Saint-Gilles sur le bassin dinantien de Brétignolles**

La rhyolite de La Sauzaie appartient à l'épaisse pile de rhyolites (environ 500 m) formant la base de la nappe de l'Unité de Saint-Gilles qui occupe la moitié nord-ouest de la zone structurale littorale (figures 3 et 4). Ces rhyolites sont datées par U/Pb sur zircon à  $491 \pm 12$ ,  $481 \pm 14$  et  $477 \pm 7$  Ma et donc d'âge Trémadocien, premier étage de l'Ordovicien inférieur (Béchenne et al., 2008 ; Ballèvre et al., 2012). Elles sont sensiblement contemporaines des rhyolites de l'Unité de La Chapelle-Hermier.

**Secteur 1.** La partie nord de l'anse du Rocher Sainte-Véronique est constituée par la rhyolite métamorphisée et mylonitisée\* de la base de la nappe de Saint-Gilles (photos 29 et 30).



*Photo 29 : La Sauzaie - Falaise de métarhyolite porphyroclastique de l'Unité de Saint-Gilles (JC)*



*Photo 30 : La Sauzaie - Métarhyolite porphyroclastique avec intercalations centimétriques de pegmatite (JC)*

Généralement la roche est très porphyrique et de teinte rosée. La texture magmatique est hyalo-porphyrique\* riche en mégaphénocristaux de feldspath potassique et de quartz fracturés et qualifiés de porphyroclastes. Du fait de cette texture, la roche a hérité du terme de « porphyroïde », ce qui veut dire « semblable à un porphyre ». Il est préférable de supprimer ce terme sans réelle signification et de garder le terme général de rhyolite. En l'occurrence, cette roche doit être définie comme une « métarhyolite porphyroclastique », le préfixe « méta » indiquant l'existence de transformations métamorphiques. Parfois la texture devient très fine et microporphyrique et la teinte s'assombrit en brun vert (photo 31), ce qui suggère des faciès de bordure de coulées. Mais l'intense déformation pas nécessairement conforme à la superposition des laves ne permet pas de confirmer cette interprétation.



***Photo 31 : La Sauzaie - Métarhyolite aphanitique sombre en niveau dans le faciès porphyroclastique (JC)***

La roche est littéralement écrasée. Elle montre une intense schistosité par aplatissement et cisaillement avec plans C/S confondus pentés de 30° à 40° vers l'est et portant une linéation d'étirement N 80° dite L1 (C correspond aux plans de cisaillement ou plans de mouvement ; S correspond aux plans de schistosité ou plans d'aplatissement). L'étirement tectonique a particulièrement affecté les porphyroclastes qui sont tronçonnés perpendiculairement à l'allongement N 80° (photos 32 et 33). La direction de transport liée à cet étirement est clairement au N 260° (figure 2). Postérieurement à ce transport, la rhyolite a subi une seconde compression oblique qui a généré des microplis en chevrons ou micro-frontes à plans axiaux sub-verticaux orientés N 155° associés à une schistosité S2 de crénulation et donnant une linéation d'intersection L2 sur les plans C/S. En outre, les plans axiaux de ces microplis sont décrochés en mouvement dextre. L'association pli et décrochement indique une direction de compression du NNE vers le SSE (figure 2). Enfin, les plans C/S sont injectés par des filons



de pegmatite également comprimés et replissés (photo 34) ce qui montre que la base de la formation a subi l'influence d'une granitisation avant d'être décollée.



*Photo 32 : La Sauzaie - Linéation d'étirement au N 260° de la métarhyolite porphyroclastique (AP)*

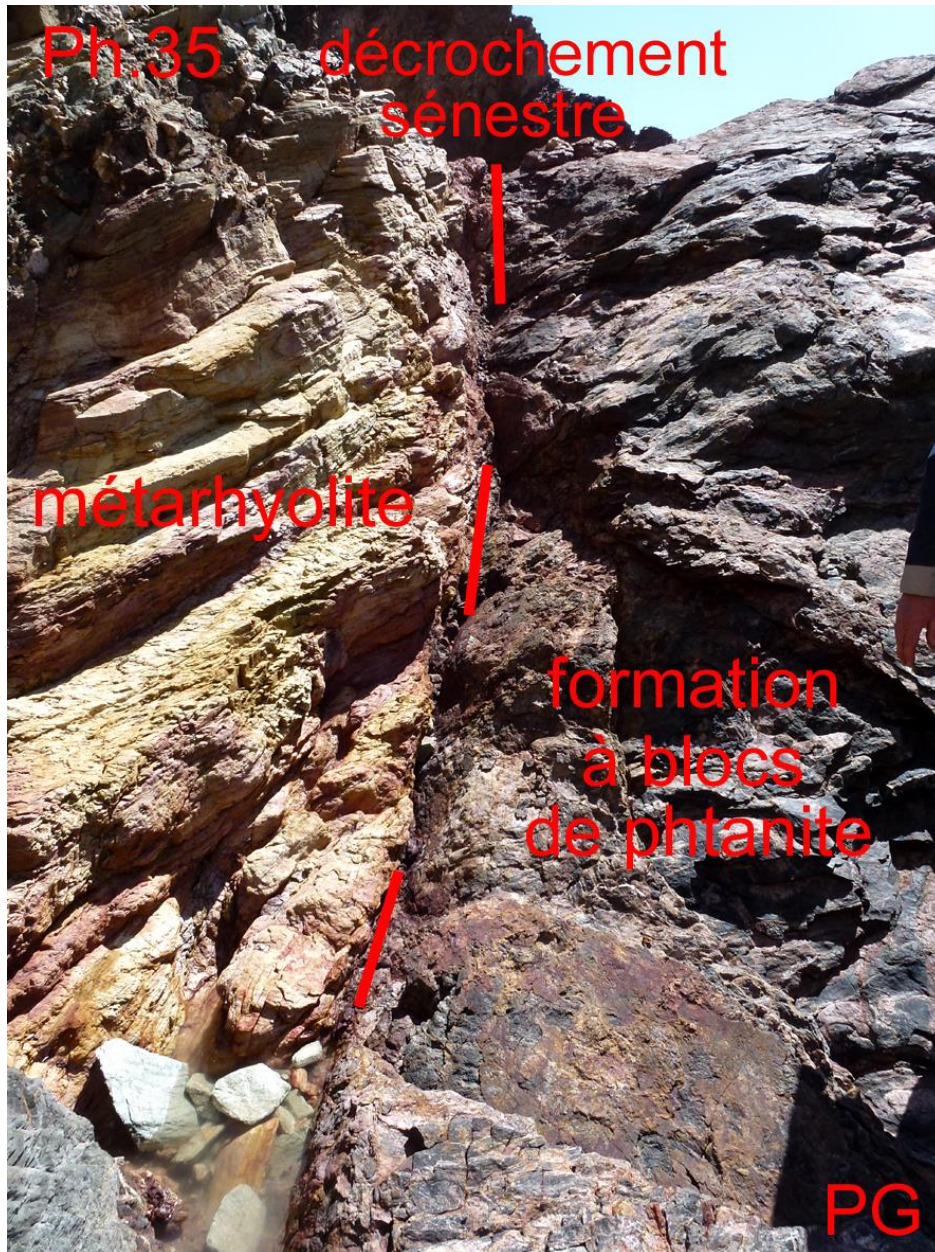


*Photo 33 : La Sauzaie - Etirement en crayon des porphyroclastes (PG)*



*Photo 34 : La Sauzaie - Filons de pegmatite déformés dans la métarhyolite (JC)*

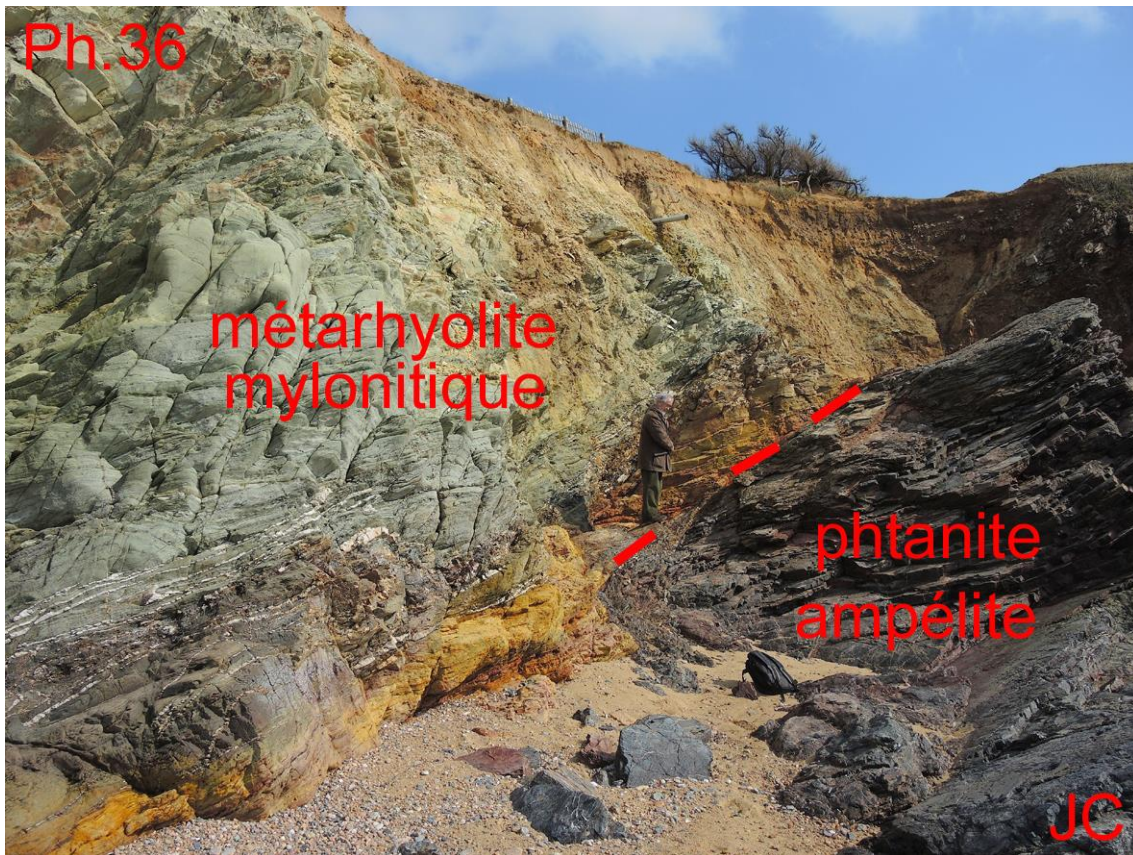
Directement au sud de la bordure rocheuse du nord de l'anse, un grand décrochement senestre N 80° de près de 500 m ([photo 35](#)) met en contact la rhyolite avec les sédiments du bassin de Brétignolles appartenant à la formation à blocs de [Colchen et Poncet \(1989\)](#).



*Photo 35 : La Sauzaie - Décrochement sénestre N 80° entre la métarhyolite et la formation à blocs de phtanite silurienne de la base du bassin dinantien de Brétignolles (PG)*

**Secteur 2.** En remontant vers la falaise à l'est, on rencontre le contact chevauchant de la rhyolite sur les sédiments (figure 7). Il s'agit d'une semelle de chevauchement typique de nappe de charriage importante et particulièrement spectaculaire grâce à l'étendue et à la qualité de l'affleurement. La nappe repose sur des phtanites et argilo-siltites rubanées largement injectées de quartz (photo 36). Le plan de contact est orienté en moyenne N 110° avec un pendage de 55° vers le NNE mais avec des gauchissements dus à la compression post-charriage. La base de la nappe est caractérisée par un empilement d'écaillés mylonitiques et ultra-mylonitiques de dimension décimétrique à métrique et comprenant des formations appartenant aussi bien à la base de la nappe : rhyolites qu'à son substratum : phtanites et strates silico-alumineuses (photos 37 et 38). Le taux de mylonitisation est variable selon les

écailles et le long de la surface de contact indiquant un mélange de matériaux diversement transportés.



*Photo 36 : La Sauzaie - Chevauchement N 110° avec un pendage de 55° vers le NNE de la métarhyolite mylonitique sur les panneaux de phtanite et d'ampélite du bassin dinantien (JC)*



*Photo 37 : La Sauzaie - Aspect bréchifié du chevauchement (HV)*



*Photo 38 : La Sauzaie - Ecailles de métarhyolite mylonitique injectées de quartz dans la semelle du chevauchement (PG)*

La nappe de rhyolite repose sur des formations sédimentaires qui ont été diversement interprétées. Quand, dans les années 1970-80, Mireille Ters a découvert des faunes siluriennes et tournaisiennes dans les strates sédimentaires de Brétignolles, on s'est trouvé face à un problème. Ces sédiments ont été attribués à un vaste bassin littoral dans la continuité sédimentaire des formations siluriennes connues de Nieul-le-Dolent appartenant au bassin de La Roche-sur-Yon. Mais on s'explique mal l'importante lacune du Silurien supérieur et de tout le Dévonien en l'absence de tout contact anormal ou de discordance. Rien n'apparaît de semblable dans le bassin de La Roche-sur-Yon où le Tournaisien est inconnu. La solution est venue d'une étude de Didier Poncet partiellement publiée dans [Colchen et Poncet \(1987 et 1989\)](#) mais documentée dans un article du Bulletin annuel de l'AVG de 2013, n°15 p. 20-51 rédigé par H. Vreken sous le contrôle de D. Poncet ([site web avg85.fr](http://site.web.avg85.fr)).

Nous adoptons résolument la lithostratigraphie de Didier Poncet. Toute la base du bassin de Brétignolles dans sa partie nord est un olistolithe qui a dévalé la pente de la bordure du bassin. D'un point de vue réaliste, il faut imaginer un glissement de terrain résultant d'un écroulement gravitaire causé par une faille sismique comme on peut en voir au bas des escarpements de n'importe quel fossé tectonique. Des panneaux rocheux instables de la bordure du bassin ont glissé dans le fossé, ce qui a dû être facilité par la lithologie de cette bordure : des phanites et des ampélites litées très friables et incompétentes\*, mais aussi par une stratification parallèle au plan de faille. Dans des conditions de sédimentation chaotique, il ne faut pas s'étonner si la chronostratigraphie de ces panneaux est localement inversée et si on trouve des répétitions des mêmes séquences litées. Cet olistolithe a donc généré une formation à blocs sur le flanc nord du bassin. Cette formation est structurée en écailles

imbriquées découpées par des failles inverses à vergence sud. Elle est surmontée par une épaisse pile de turbidites, la série gréseuse de La Parée datée du Tournaisien ce qui nous situe bien sur le talus d'un profond bassin. Les sédiments de la formation à blocs, ampélites, phtanites et nodules des phtanites, renfermant des microfossiles du Silurien (Deflandre et Ters, 1970 ; Ters, 1970), proviennent de la marge du bassin qui est précisément constituée de sédiments siluriens. Il suffit pour s'en convaincre de prolonger sous la nappe de l'Unité de La Chapelle-Hermier la limite Ordovicien-Silurien du bassin de La Roche-sur-Yon (figure 3). En revanche, les nodules silico-phosphatés des argilites interstratifiées sont datés du Tournaisien par conodontes et radiolaires (Comble et al., 1985), ce qui fixe sans conteste l'âge de la sédimentation du bassin.

En définitive, les formations sédimentaires de Brétignolles se sont déposées dans un fossé tectonique du début du Carbonifère ouvert dans la partie ouest du bassin du Paléozoïque inférieur de La Roche-sur-Yon. Le fossé est comblé au Viséen. Il est d'abord partiellement recouvert par des formations volcaniques et sédimentaires de l'Unité de La Chapelle-Hermier. Puis la nappe de Saint-Gilles vient recouvrir le tout. On imagine assez bien les déformations compressives qui ont affecté les sédiments du bassin lors de ces événements telles que décrites par Colchet et Poncet (1987). La structuration finale résulte d'une compression NNE-SSW avec déversement de la partie sud du bassin.

#### **2.4. Corniche de Sion-sur-l'océan-Croix-de-Vie, intrusions de lamprophyre**

La corniche de Sion-sur-l'océan à Croix-de-Vie nous montre en détail la formation sédimentaire supra-rhyolitique de la nappe de l'Unité de Saint-Gilles sur un peu plus de 2,5 km de falaise et d'estran rocheux. La pile sédimentaire est orientée WNW-ESE avec un faible pendage de 20° en moyenne vers le NNE pouvant aller jusqu'à 40°, mais avec de larges ondulations donnant de faibles pendages vers le SSW. La stratification est dominée par des argilites et argilo-siltites très finement rubanées en lamines avec un litage infra-millimétrique (photo 39). Les argilites sont de teinte vert sombre ou noire et de nature ampélique. Ces lutites\* sont interstratifiées de bancs décimétriques à métriques de grès le plus souvent très fins (photos 40 et 41) et de quelques niveaux carbonatés. L'importance des bancs arénitiques croît vers le nord, soit vers la partie supérieure de la pile. L'ensemble a subi un métamorphisme de bas degré avec développement de séricite, muscovite et chlorite en fines paillettes et d'albite dans une schistosité  $S_{0-1}$ . Les filonnets de quartz d'exsudation arment toute la roche. Un plissement généralisé a généré des plis centimétriques et décimétriques disharmoniques à plans axiaux verticaux axés N 150° systématiquement repris par des cisaillements synschisteux dextres de même direction (photo 42). La combinaison plissement-cisaillement indique une compression NNE-SSW. Nous avons vu cette même déformation dans les métarhyolites se superposant à la déformation initiale protomylonitique axée N 160° générée par le charriage de la nappe. Les métasédiments superposés devraient porter la même déformation initiale. Il semble que la déformation plicative\* ait en grande partie effacé les traces de la linéation d'étirement initiale. C'est une hypothèse probable en attendant une analyse microstructurale classique.

Les strates inférieures de la formation sédimentaire se situant au sud, à hauteur de la pointe de Grosse Terre au site 5, il eut été judicieux de commencer les observations par cette partie. Pour une raison naturelle, l'heure de la marée haute, nous nous sommes d'abord rendu dans un secteur supérieur de la formation pour voir les intrusions de lamprophyre, avant que la mer ne nous barre l'accès.

Ph.39

corniche de Sion-sur-l'océan



*Photo 39 : Sion-sur-l'océan - Alternance d'argilites, siltites et grès fins dans la falaise de la corniche, au niveau du filon de lamprophyre ; formation sédimentaire de l'Unité de Saint-Gilles de l'Ordovicien inférieur (JC)*

Ph.40



*Photo 40 : Sion-sur-l'océan - Litage inframillimétrique d'argilo-siltites  $S_{0-1}$  repris par des microplis en chevrons (JC)*





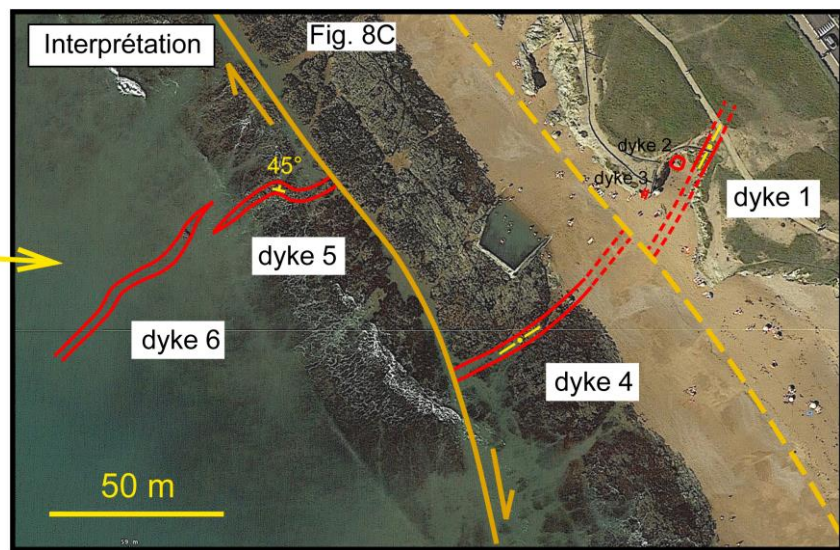
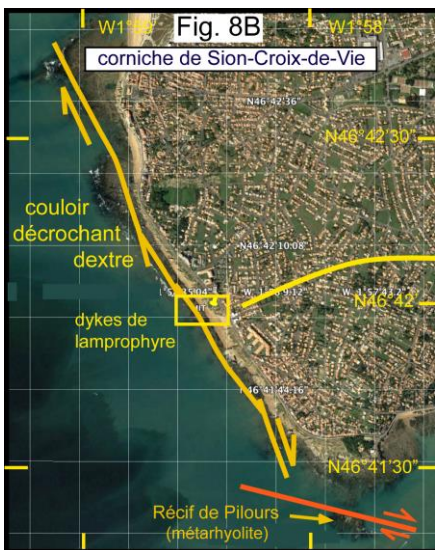
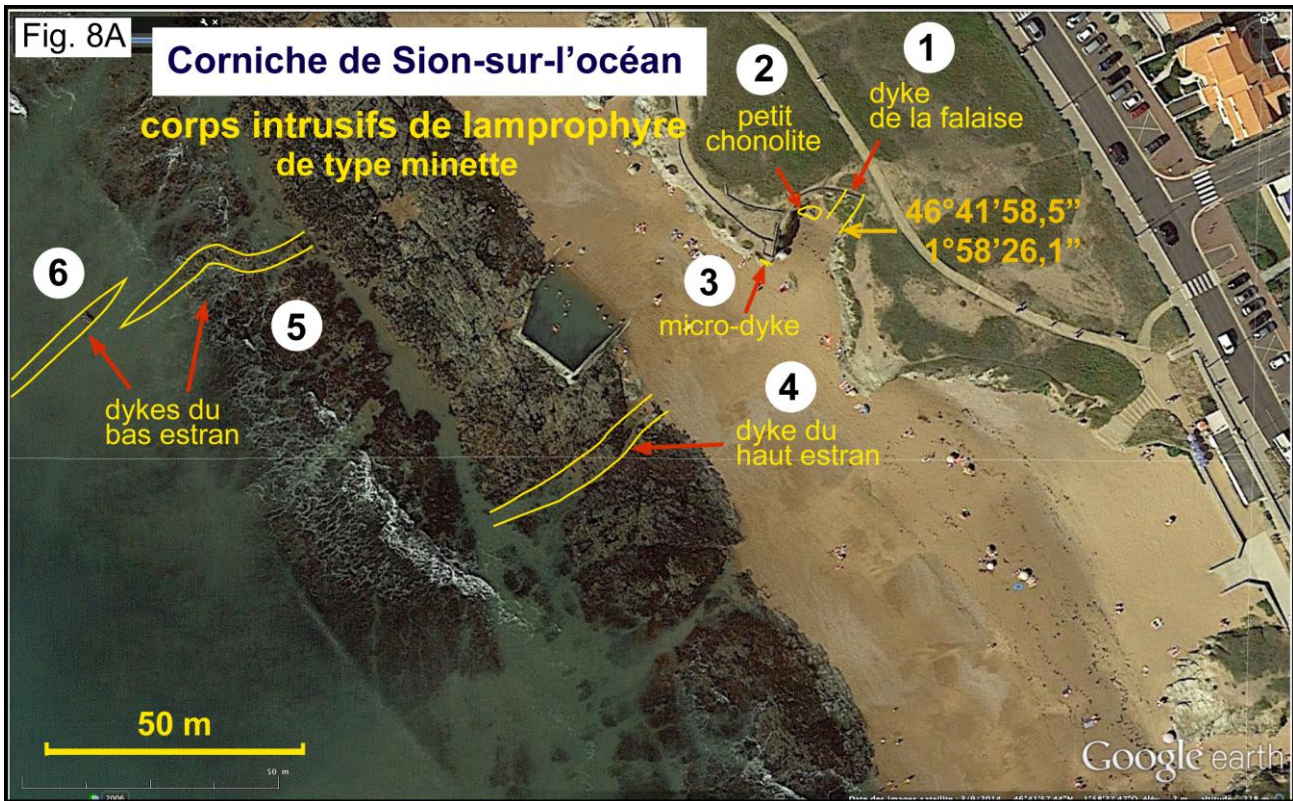
*Photo 41 : Sion-sur-l'océan - Alternance de bancs d'argilites ampéliteuses et de siltites microgréseuses (JC)*



*Photo 42 : Sion-sur-l'océan et Croix-de-Vie - Plissement de la  $S_{0-1}$  en plis centimétriques et décimétriques disharmoniques à plans axiaux verticaux axés  $N 150^\circ$  systématiquement repris par des cisaillements synschisteux dextres de même direction (HV)*

#### *Localisation des lamprophyres*

Les *intrusions de lamprophyres* sont localisées en un seul site, à mi-parcours de la corniche vers  $N 48^\circ 42'$  (figures 8A,B et C).

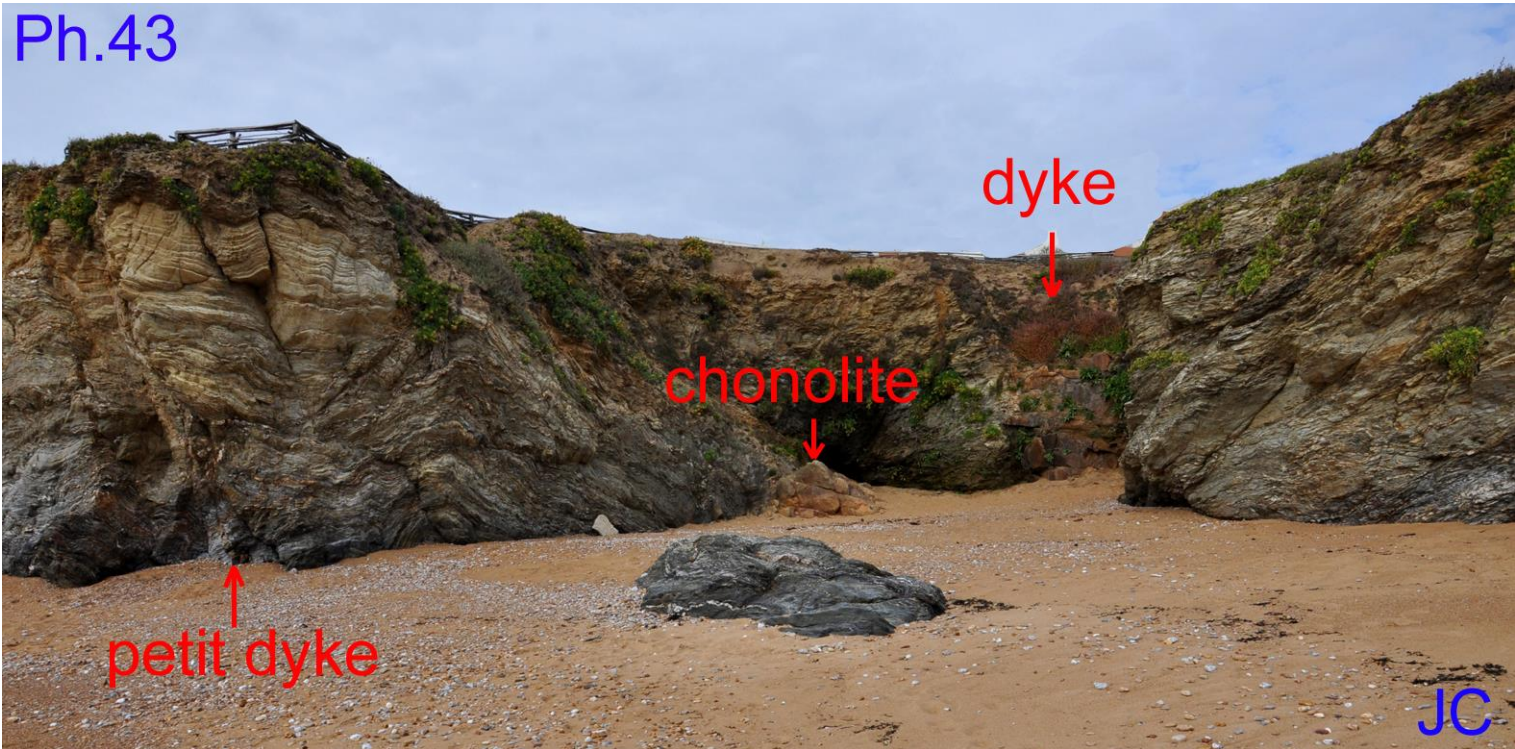


**Figure 8 : Intrusions de lamprophyre dans la corniche de Sion-sur-l'océan à Croix-de-Vie**

- A- Localisation des six corps intrusifs observés
- B- Positionnement dans la corniche en rapport avec le grand couloir décrochant dextre
- C- Interprétation du système de dyke décalé par le décrochement dextre

Elles comptent six objets dans la falaise et sur l'estran.

(1) Au fond d'une anse orientée NNE-SSW dans la falaise globalement NNW-SSE, une intrusion de 2,90 m de large recoupe à la verticale les métasédiments schisteux (photos 43 et 44). C'est le dyke 1.



*Photo 43 : Sion-sur-l'océan - Vue générale du site des intrusions de lamprophyre de type minette (JC)*



*Photo 44 : Sion-sur-l'océan - Dyke vertical de lamprophyre dans la falaise, orienté N 30° et large de 2,9 m (intrusion 1 de la figure 8) (AP)*

Les contacts sont francs, orientés N 30° et sans indices de thermométamorphisme. Le corps intrusif est à grain fin, aphanitique, de teinte gris-bleuté à l'état frais et brun ocre à l'état altéré, état qui prédomine dans l'affleurement, et parsemé de fines paillettes de mica noir. La texture reste identique sur toute la largeur de l'intrusion, avec la même granulométrie millimétrique. Il n'y a aucun indice de trempe sur les bordures. L'absence d'effet thermique est en faveur d'une intrusion de faible volume. La roche disparaît au NNE sous la couverture sableuse du pied de la falaise. Une extension possible vers la plage au SSW se heurte à un rocher de schistes, ce qui limite le passage éventuel d'un dyke orienté N 30°, entre ce rocher et la falaise à l'est.

(2) À 3 m à l'ouest du dyke 1, le bas de la falaise et la partie NW de l'anse est injecté de la même roche intrusive en une masse rocheuse de largeur métrique dont la base est masquée par le sable de la plage (photo 45). Les contacts avec les schistes sont de deux types, soit sécants\* soit conformes\* à la schistosité en épousant la forme des plis décimétriques (photo 46). Ce dernier mode intrusif est caractéristique des chonolites\*. Le corps magmatique peut être qualifié de petit chonolite. Il renferme des xénolithes\* pluricentimétriques de schistes dilacérés aux bords anguleux, naturellement arrachés à l'encaissant immédiat et toujours sans aucune trace d'effet thermique. Dans la nomination des intrusions locales, on en fait le dyke 2.



*Photo 45 : Sion-sur-l'océan - Petit chonolite de lamprophyre, contact intrusif (invasion 2 de la figure 8) (AP)*



*Photo 46 : Sion-sur-l'océan - Chonolite, contact conforme à la schistosité (AP)*

(3) Dans l'éperon de la falaise à l'entrée ouest de l'anse, un filonnet traverse les schistes sur près de 4 m de haut. Il est incliné de 60° vers l'ouest d'abord en contact sécant parfois décalé par des fractures transverses, puis en suivant la schistosité locale (photo 47). On le nomme dyke 3. L'épaisseur varie de 10 à 30 cm avec des étranglements et disparitions apparentes au décalé des fractures. La disposition des segments du filonnet suggère une alimentation latérale et non verticale (de bas en haut) d'un très petit dyke qui n'est qu'à 10 m du petit chonolite.



*Photo 47 : Sion-sur-l'océan - Petit dyke dans la falaise sur près de 4 m de haut, incliné de 60° vers l'ouest (intrusion 3 de la figure 8) (AP)*

(4) Au bas de la plage, à 35 m de la falaise, où commencent les rochers, et en direction SW, un corps intrusif de lamprophyre traverse les schistes. C'est le dyke 4 (photos 48 et 49). D'apparence sub-verticale, cette intrusion est de forme oblongue effilée et légèrement courbe,

longue de 40 m sur une largeur maximale de 5 m, et orientée N 35° à 45°. Elle se termine brutalement au SW par une zone de fracture verticale orientée N 170°. Cette zone de fracture est visible tout le long de l'estran de la corniche de Sion-sur-l'océan à Croix-de-Vie avec une orientation moyenne N 150° (figure 8B). Elle limite deux secteurs rocheux dans l'estran : le haut-estran à l'est et le bas-estran à l'ouest. Le dyke 4 est approximativement dans le prolongement des intrusions de la falaise, mais aucun affleurement intermédiaire ne permet de les relier.



***Photo 48 : Sion-sur-l'océan - Dyke renflé dans l'estran long de 45 m sur une largeur maximale de 5 m, et orienté N 35° à 45° (intrusion 4 de la figure 8) (HV)***

*Ce dyke s'interrompt brutalement au sud-ouest au passage d'une fracture majeure. Il se prolonge au nord-est sous le sable de la plage par quelques blocs arrondis.*





*Photo 49 : Sion-sur-l'océan - Dyke de l'estran, les contacts semblent verticaux  
(intrusion 4 de la figure 8) (HV)*

(5) A 60 m au NW du dyke 4 et partant de la zone de fracture, une intrusion de 2 m de large se dirige vers le SW du bas-estran. Elle décrit un large S vers le NW puis s'effile en direction N 40° et disparaît après un parcours d'environ 40 m. C'est le dyke 5, pétrographiquement et structuralement identique au dyke 4, mais avec un pendage de 45° vers le NW qui s'accuse après le virage du S (photo 50).



*Photo 50 : Sion-sur-l'océan - Dykes du bas estran correspondant aux intrusions 5 et 6 de la figure 8 (AP)*

*Le dyke 5 est courbé en S et incliné de 45° vers le nord et le nord-ouest. Le dyke 6 prend le relais et disparaît dans la mer.*

(6) Après un décalage de 5 à 6 m vers le NW, depuis la terminaison du dyke 5, un nouveau dyke démarre selon une direction N 40°, avec une largeur de 1 à 2 m et une allure sub-verticale (photo 51). C'est le dyke 6 qui se perd sous la mer après 60 m.



*Photo 51 : Sion-sur-l'océan - Vue de la zone de relais des dykes 5 et 6 (AP)*

### *Interprétation du système de dykes*

Il ne fait pas de doute que les dykes 4 et 5 se raccordent. Leur décalage résulte d'un déplacement dextre de 60 m le long du grand décrochement qui détermine la géographie de la corniche. En effet, tout l'estran est marqué par une intense fracturation verticale NNW-SSE à jeu dextre qui se superpose à la microfracturation verticale dextre N 150° héritée de la phase de déformation postérieure à la mise en place de la nappe (voir plus haut). L'image satellitaire montre également une discontinuité NNW-SSE entre la haute et la basse plage, le long de la falaise. Il est raisonnable de relier le dyke 4 au dyke 1. Les deux dykes sont verticaux, de puissance et d'orientation similaires et de pétrographie identique. Le raccord peut se faire, soit en admettant une légère courbure, soit, plus probablement, par un faible décrochement dextre le long de la discontinuité de la plage. Le dyke 6 est un relais du dyke 5. La disposition en échelon suggère une extension NW-SE qui n'est pas compatible avec le décrochement dextre. Les dykes se sont mis en place lors d'une phase d'extension antérieure à la réactivation du décrochement dextre.

### *Pétrographie et nomenclature*

Examiné au microscope, le lamprophyre est microgrenu porphyrique avec des grands phénocristaux de feldspaths alcalins potassiques craquelés assez abondants, des grandes paillettes de biotite et quelques agrégats xénolithiques homogènes\* de biotite. La mésostase est typiquement lamprophyrique par l'ensemble des petites paillettes jointives de biotite associées à des microcristaux de magnétite et de feldspath alcalin dans une matrice indiscernable globalement quartzo-feldspathique. Les prismes d'apatite assez bien développés sont fréquents. Il s'y ajoute des microcristaux de zircons accessoires. Enfin, sporadiquement, la roche inclut des petits xénocristaux arrondis de quartz. Dans la classification des lamprophyres, cette roche est une minette en raison de la présence de quartz et de la prédominance du feldspath potassique sur le plagioclase (figure 9).

Fig. 9

## Classification des lamprophyres

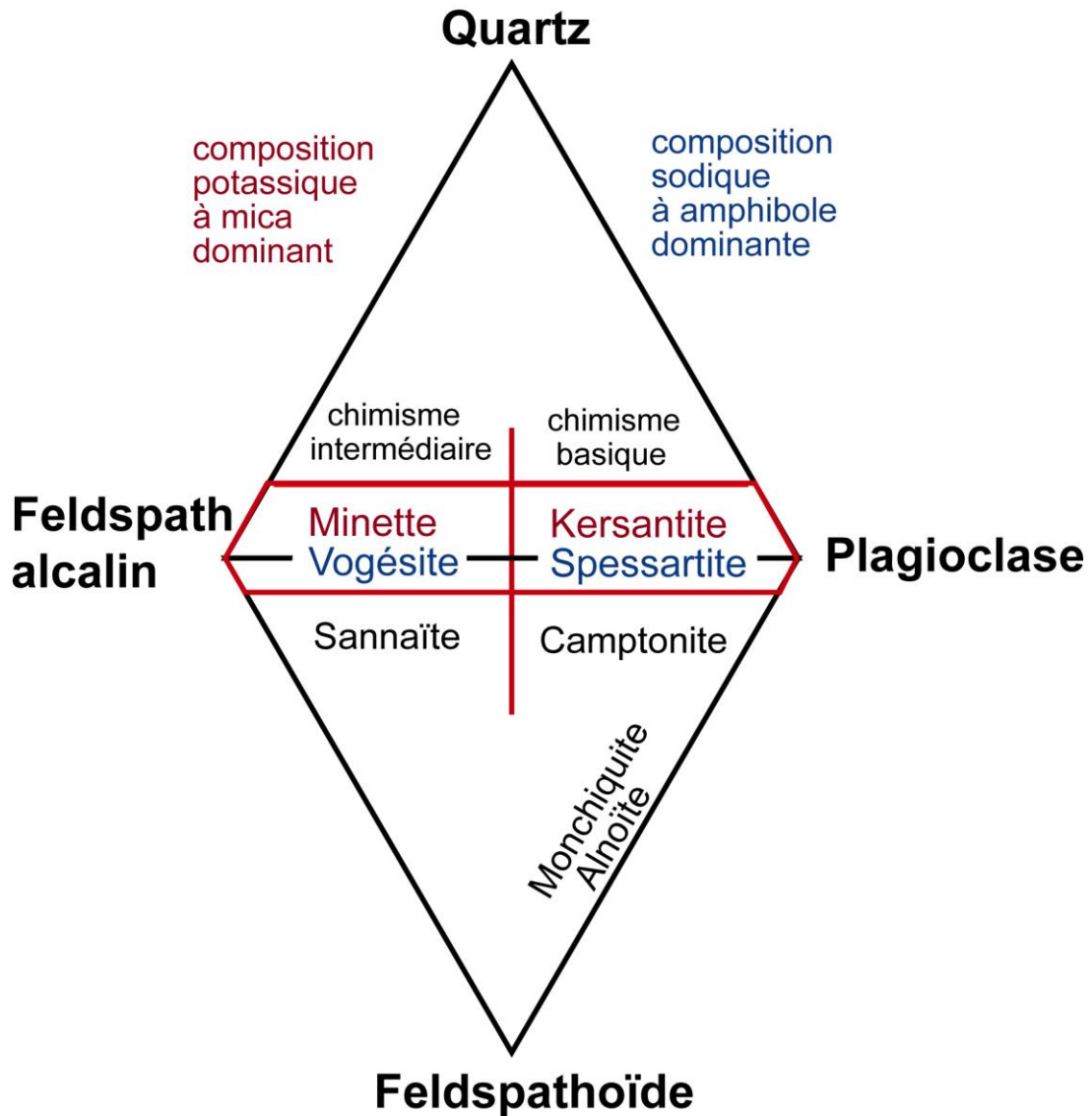


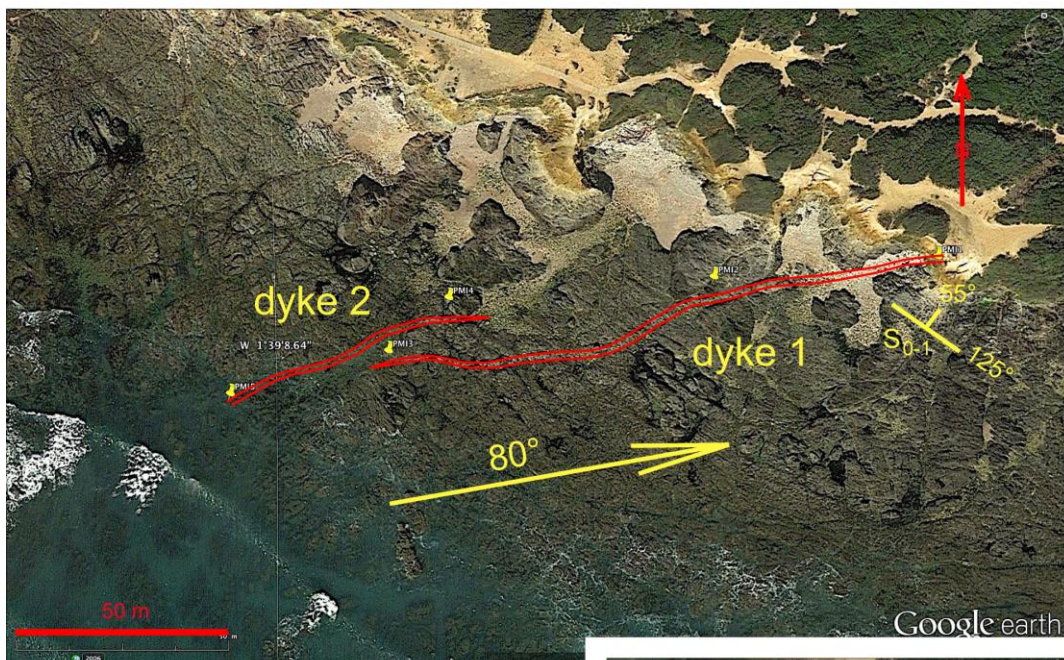
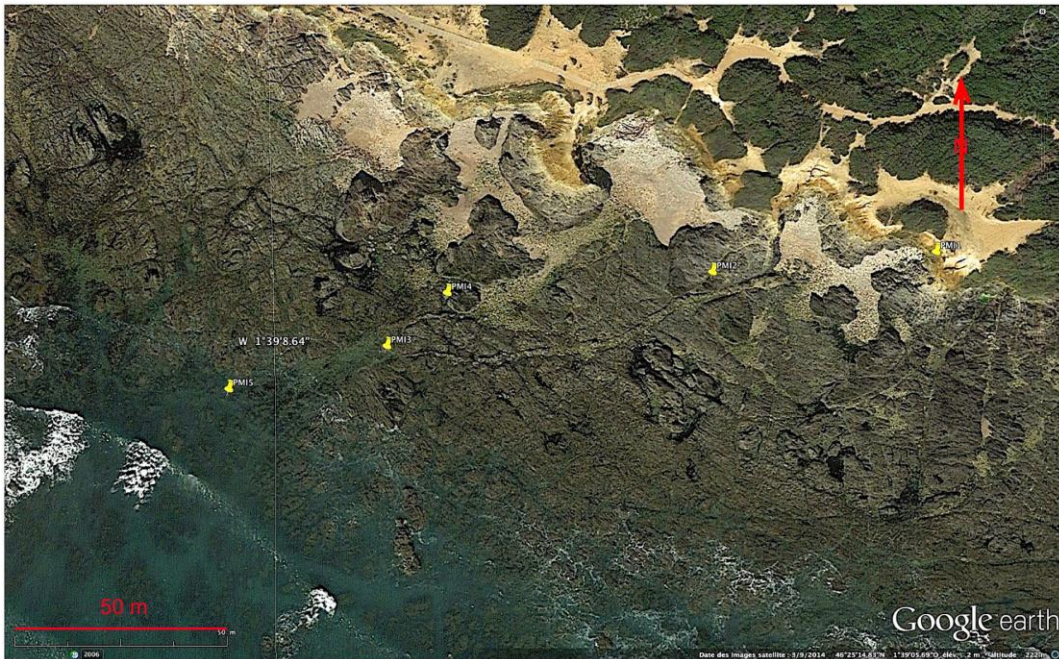
Figure 9 : Classification des lamprophyres

### Signification géotectonique

Ces intrusions de minette sont clairement postérieures aux plissements et événements tectono-magmatiques de l'orogénèse varisque qui prennent fin au Carbonifère supérieur. En raison de la finesse de la texture et de l'absence d'effets thermiques (pas de trempe en bordure des intrusions et pas de métamorphisme de contact), on a affaire à des venues magmatiques de taille modeste qui profitent d'une fracturation locale et se refroidissent assez rapidement à

faible profondeur (de l'ordre de la centaine de mètres). Une autre intrusion de minette est signalée par [Ters et Viaud \(1987\)](#) dans les métasédiments de Saint-Gilles à 2 km au nord de La Chaize-Giraud. Un autre dyke de minette, subvertical et orienté N 80°, est signalé à 2 km au nord de Brétignolles traversant les métarhyolites mais qui n'a pas été retrouvé. Plus au sud, à la pointe du Payré au sud des Sables d'Olonne, dans la formation gréseuse du Payré de l'Unité de La Roche-sur-Yon, deux dykes en échelon coupent les grès en direction N 80° sur une centaine de mètres, avec un pendage de 60°N ([figure 10](#), [photo 52](#)). Leurs compositions et textures sont identiques à celles des minettes de la corniche de Sion-sur-l'océan.

## Dykes de lamprophyre de la pointe du Payré (minette)



Le dyke 1 se termine à l'ouest et disparaît sous la falaise à l'est; longueur visible : 130 m; épaisseur maximale : 1,80 m

Le dyke 2 se termine à l'est et disparaît sous la mer à l'ouest; longueur visible : 60 m; épaisseur maximale : 80 cm

Direction moyenne N 80°  
Pendage sub-vertical à 60° vers le nord



**Figure 10 : Intrusions de lamprophyre à la pointe du Payré, au sud des Sables d'Olonne**



*Photo 52 : Pointe du Payré au sud des Sables d'Olonne - Dyke de lamprophyre de type minette coupant les grès en direction N 80° sur une centaine de mètres, avec un pendage de 60°N ; noter la prismation perpendiculaire aux épontes (AP)*

Beaucoup plus au nord, sur la côte occidentale de la Bretagne, au pays du Léon, un essaim de dykes orientés N 170° traverse le granite de l'Aber-Ildut sur 5 km entre Porspoder et Lampaul-Plouarzel (figure 11) (Chauris et Hallégouët, 1994).

Fig. 11

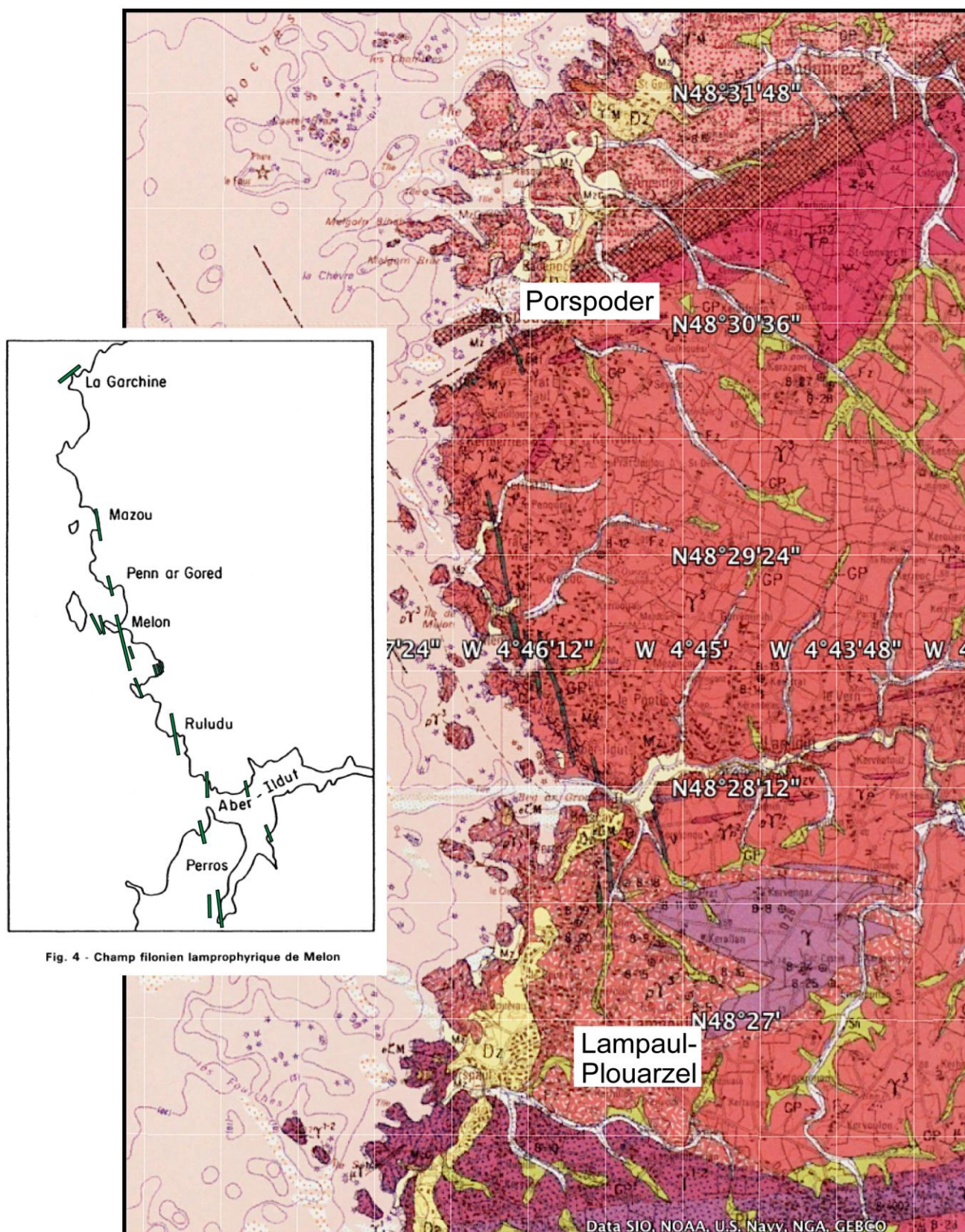


Fig. 4 - Champ filonien lamprophyrique de Melon

Figure 11 : Intrusions de lamprophyres dans le granite de l'Aber Ildut au pays du Léon, Bretagne



Il s'agit toujours de minettes qui ont été datées à 272,5 Ma, donc au Permien moyen (Bellon et al., 1988).

Les minettes proviennent d'un magma alcalin d'origine mantellique profonde. Leur magmatogenèse procède d'une décompression lithosphérique indépendante de toute orogénèse. En l'occurrence, on peut invoquer une extension due à des réajustements isostatiques postérieurs à l'orogénèse varisque.

Les dykes de minette ont été confondus avec les kersantites de Bretagne bien connues par les sculptures des églises et calvaires bretons et leur usage en pierres de tailles largement exportées puisqu'on en trouve dans les ports des Sables d'Olonne et de La Rochelle. La kersantite se distingue de la minette par une plus forte proportion de plagioclase et la présence d'amphibole et de pyroxène (figure 9). C'est donc une roche plus basique. La kersantite de Kersanton et de la région de l'Hôpital-Camfrout dans le Finistère est intrusive en sills épais limités aux formations du Dévonien supérieur. Il n'existe aucune datation, mais d'après le mode de gisement, nous suggérons un magmatisme carbonifère tardi-orogénique, donc sans relation avec le magmatisme permien anorogénique des minettes.

## 2.5. Corniche de Croix-de-Vie, pointe de Grosse Terre

La partie inférieure de la formation sédimentaire de l'Unité de Saint-Gilles est entièrement exposée dans le secteur sud de la corniche de Croix-de-Vie à la pointe de la Grosse Terre. Cette pointe se prolonge par l'îlot de Pilours (déformation de perrouse qui voudrait dire pierre d'écueil d'après P. Garcie-Ferrande (1483), voir site web de Croix-de-Vie) seulement accessible aux grandes marées basses (photo 53).



*Photo 53 : Pointe de Grosse Terre - Métasédiments de l'Unité de Saint-Gilles au-dessus de la métarhyolite de La Sauzaie constituant le rocher de Pilours (PG)*

Or cet îlot est fait de méta-rhyolite de La Sauzaie (figure 2). On suppose qu'il s'agit de la partie supérieure de la pile volcanique corrélable, moyennement un décrochement NW-SE dextre, avec celle de La Roche Biron à la pointe nord de La Sauzaie (figures 2 et 3 ; photo 54).



***Photo 54 : Pointe de Grosse Terre - Vue du rocher de Pilours.  
La métarhyolite est corrélée avec celle de la Roche Biron à la pointe de La Sauzaie en  
arrière-plan au sud de la baie de Saint-Gilles (PG)***

***Les métasédiments de Grosse Terre*** présentent des intercalations d'argilo-siltites finement gréseuses riches en éclats de quartz et de feldspath alcalin (photos 55 et 56). Ces strates sont identiques à celles du site du Petit Rocher au nord de l'anse de La Roche Biron, où elles s'intercalent entre des niveaux de pyroclastites et des petites coulées de rhyolite, et que l'on interprète comme des cinérites rhyolitiques. Cette séquence volcano-sédimentaire repose sur la pile de rhyolite par un contact repris en chevauchement à La Roche Biron et constitue logiquement le membre basal de la formation sédimentaire de Saint-Gilles. Il en est probablement de même à Grosse Terre et Pilours.

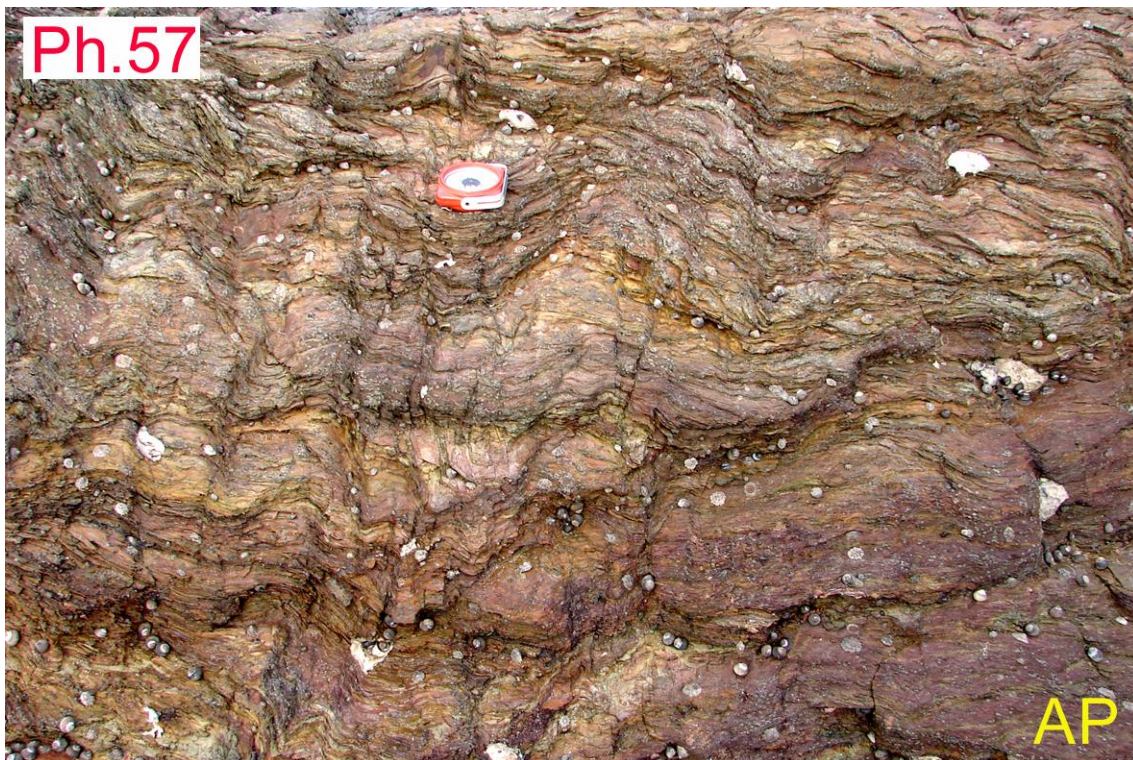


*Photo 55 : Pointe de Grosse Terre - Lits de cinérite rhyolitique dans les méta-argilosiltites (AP)*



*Photo 56 : Pointe de Grosse Terre - Cinérite rhyolitique dans les méta-argilosiltites (AP)*

La déformation est similaire à celle déjà décrite pour la corniche de Sion-sur-l'océan, avec une  $S_{0-1}$  reprise par des plis en chevrons et disharmoniques à plans axiaux verticaux orientés N 150° et repris en décrochement dextre (photos 57 et 58).



*Photo 57 : Pointe de Grosse Terre - Petits plis en chevron affectant la  $S_{0-1}$  (AP)*



*Photo 58 : Pointe de Grosse Terre - Petits plis et micro-décrochements dextres N 150° (AP)*

#### *Le cas de la prasinite du Fenouiller*

La formation sédimentaire de l'Unité de Saint-Gilles englobe de larges panneaux de roches volcaniques, métarhyolites et metabasites qui indiquent une reprise localisée de l'activité magmatique. Ce sont les panneaux de l'Aiguillon-sur-Vie et du Fenouiller, respectivement de 3,4 x 3 km et 3 x 1,5 km (figures 2 et 3). Ils sont constitués d'abord d'une pile de laves et de pyroclastites rhyolitiques, puis de laves et de pyroclastites basaltiques. Ces panneaux ont été entraînés dans la nappe de charriage dont ils ont subi la même déformation. Les métarhyolites sont pétrographiquement, chimiquement et structuralement identiques à celles de La Sauzaie. Les metabasites ont perdu toutes traces de leur texture initiale et se présentent comme des prasinites, roches foliées à texture granonématoblastique\* faites de baguettes d'actinote abondantes et de grains d'albite et épidote dans une trame quartzo-feldspathique et chloriteuse. L'analyse chimique nous montre qu'il s'agit bien d'une roche magmatique basique à composition de tholéiite continentale (Pouclet et al., 2016). La signature géochimique précise que ce volcanisme s'est exprimé dans un contexte intra-continental et

donc que le bassin d'où provient l'Unité de Saint-Gilles était un bassin ensialique\* et non marin au moment de ce volcanisme.

La prasinite du Fenouiller a été très activement exploitée au XX<sup>ème</sup> siècle comme pierre ornementale. Elle orne les façades de toutes les villas construites sur la côte lors de l'explosion du tourisme estival et de la ruée vers la mer des années 50-60. Il était envisagé d'ajouter à nos observations l'étude de cette roche très intéressante par sa pétrographie, sa structure et sa signification géotectonique. Malheureusement toutes les carrières sont soit comblées soit noyées. Il n'existe plus d'affleurements montrables.

### **3. Bilan : rhyolites et relations structurales**

Au cours de cette sortie, nous avons vu des rhyolites d'aspects variés appartenant à des unités structurales ayant subi des événements tectoniques différents. Quelle peut être la signification des rhyolites dans leurs environnements lithostructuraux et quel rôle ont-elles joué lors des événements tectoniques de l'orogène varisque dans la zone littorale vendéenne ? En effet, la position allochtone actuelle de la plupart de ces rhyolites soulève la double question de leur origine et des circonstances de leur déplacement. Beaucoup d'études ont déjà été faites et souvent très détaillées, notamment lors de l'établissement des cartes géologiques. Toutefois, certaines interprétations doivent être réexaminées à la lumière des dernières datations géochronologiques, de la révision des données pétrographiques et structurales et des dernières données géochimiques des formations volcaniques. Ainsi, on sait maintenant que, pratiquement toutes les rhyolites sont datées de l'Ordovicien inférieur et non du Silurien comme on le pensait pour les rhyolites de La Sauzaie, ou du Carbonifère comme il était dit de la rhyolite de Vairé. Voilà qui change considérablement les choses...

#### **3.1. Origine des rhyolites de la zone littorale**

Dans la zone littorale vendéenne, on connaît des rhyolites autochtones dans le bassin de La Roche-sur-Yon. Ce sont des coulées sub-aquatiques et aériennes, des retombées pyroclastiques et des petits dômes que nous attribuons au Trémadocien d'après les quelques données chronostratigraphiques locales et par analogies lithostratigraphiques avec le bassin de Chantonay (figure 3). Ces laves acides sont associées à des sills de métabasites à composition de tholéiites de rift intra-continentale (Poulet et al., 2016). Nous avons interprété le massif de Vairé comme un dôme-coulée transporté tectoniquement vers l'ouest. Ce dôme appartient à l'Unité de La Chapelle-Hermier globalement datée de l'Ordovicien inférieur. Cette unité est dominée par un ensemble d'intrusions et d'extrusions dacitiques à rhyolitiques et comprend une couverture sédimentaire avec un membre inférieur siliciclastique (ex-formation de Coëx) et un membre supérieur de silexites (ex-métaptanites). Toute cette unité est allochtone et a été charriée vers l'ouest. Toutefois, dans le secteur de Vairé, les indices de déformation se limitent à des failles normales de nature gravitaire. Les déformations les plus intenses avec schistosité pénétrative se localisent dans le secteur de Coëx, immédiatement sous la semelle mylonitique de la nappe de Saint-Gilles. L'Unité de La Chapelle-Hermier ne vient pas de très loin et sans doute du bassin de La Roche-sur-Yon lui-même. On sait que ce bassin a donné lieu à un rift (cf. supra). Une hypothèse raisonnable est de faire venir les rhyolites de la Chapelle-Hermier, dont celles de Vairé, de la zone axiale et des épaulements du rift développé à l'Ordovicien inférieur dans l'axe du bassin. Les laves acides de La Normandelière comprenant la coulée massive à couverture volcanoclastique et l'ignimbrite ont la même origine.

La métarhyolite porphyroclastique de La Sauzaie est la formation de base de l'Unité de Saint-Gilles constituant la nappe du même nom. Cette unité a subi un transport vers l'ouest

sans doute important et une déformation compressive qui s'explique par l'empilement de la masse rocheuse : environ 500 m pour la lave et 1000 m pour les sédiments préservés dans le bassin actuel, et bien plus pour les sédiments qui étaient au-dessus et qui ont maintenant disparus. La base de la nappe avec les intrusions précoces de pegmatite a subi en outre un fort thermométamorphisme qui s'est ajouté au métamorphisme du bassin d'origine. Ces pegmatites sont l'indice d'une granitisation sous-jacente précédant le déversement de la nappe. On imagine que le moteur du charriage fut la surrection du plancher du bassin sous l'effet de cette granitisation. On sait que ce bassin était à l'Ordovicien inférieur un bassin intra-continental qui est devenu un rift à volcanisme rhyolitique. On ne sait pas ce qu'il est devenu par la suite car les sédiments post-ordoviciens ont disparu. Il est raisonnable de chercher l'origine de ce bassin dans une région où existent encore des massifs magmatiques plutoniques acides de même âge que les métarhyolites, c'est-à-dire du Trémadocien, et qui seraient les anciens réservoirs infra-volcaniques. En effet, étant donné, le volume très important de rhyolites, il devait y avoir en profondeur des réservoirs encore plus volumineux qui n'ont pas pu disparaître. Nous trouvons ce qui nous convient dans le Complexe des Essarts avec l'orthogneiss des Essarts daté du Trémadocien. Ce qui était un vaste bassin ayant évolué vers un océan, si l'on en croit la composition de certaines éclogites restées prisonnières dans les écailles tectoniques du plancher du bassin, est maintenant réduit à un étroit couloir ultra-tectonisé. Le plancher océanique a disparu par subduction et la couverture sédimentaire a été éjectée.

### 3.2. Les événements tectoniques de l'orogène varisque dans la zone littorale

Au Cambrien, la marge nord du Gondwana est en pleine extension. Une série de bassins intra-continentaux se forment. En Vendée, ce sont les bassins de La Roche-sur-Yon, des Essarts (futur océan sud-armoricain) et le bassin de Chantonay. Ces bassins sont maintenant très proches, voire superposés, mais au Cambrien, vers 500 Ma, ils s'échelonnaient sur quelques centaines de kilomètres. Après une période d'extension tranquille, ils subissent une fracturation brutale au début de l'Ordovicien, vers 480 Ma (figure 12). L'extension a atteint un seuil de rupture. Le manteau, qui s'était mis à fondre par décompression, produit des magmas qui génèrent un flux de chaleur transmise à l'écorce qui va fondre à son tour. C'est la fête des rhyolites, **nos rhyolites**. La conséquence des apports de matériels chauds et de faible densité est la surrection gravitaire et l'émersion des plus petits bassins (La Roche-sur-Yon et Chantonay). Il faut attendre la dissipation thermique pour la reprise de la subsidence et de la sédimentation au Silurien, vers 440 Ma. L'extension repart qui aboutit à une fracturation crustale complète à la fin du Silurien pour le bassin le plus large qui devient l'océan sud-armoricain vers 420 Ma, âge qui reste à confirmer par des datations plus complètes des éclogites (figure 12).

La sédimentation se poursuit dans les bassins continentaux comme dans le bassin océanique pendant 40 Ma, jusque vers la fin du Dévonien. Puis tout se gâte. Déjà le bassin de Chantonay a fait savoir qu'il ne voulait plus de sédiments. Il s'est fracturé et rempli de laves. C'est l'écho de grandes forces tectoniques venues d'ailleurs et qui régissent les déplacements des masses lithosphériques à l'échelle du globe terrestre. Contraint et forcé, notre petit océan sud-armoricain doit subduire. Ce n'est pas ce qu'il voulait. À 40 millions d'années, il est bien trop jeune pour disparaître comme le font les vieux océans (dans la famille « océan » on est vieux à 200 millions d'années). Dans la zone littorale vendéenne, les premières contraintes compressives sont orientées N-S. On peut les voir sur la côte, là où elles n'ont pas été totalement effacées par les événements tectoniques ultérieurs, dans l'orthogneiss des Sables d'Olonne qui est une écaille crustale insérée dans le plancher cambro-ordovicien du bassin de

La Roche-sur-Yon (figure 3). C'est la phase tectonique **D1** datée du Dévonien supérieur vers 420 Ma (figure 12).

Les effets de cette première compression avec épaissement crustal se font sentir rapidement. C'est la fusion crustale à l'eutectique qui est le minimum thermique nécessaire pour produire un liquide. Dans la première fusion crustale lors du Trémadocien, la fusion est le fruit d'un apport de chaleur depuis le manteau. Cette fusion s'initie dès que la température nécessaire est atteinte mais se poursuit à plus haute température puisque l'apport thermique est continu. On obtient rapidement beaucoup de liquides à haute température qui, très chauds et très fluides, peuvent se déplacer rapidement jusqu'en surface (pour un liquide crustal, on est très chaud à partir de 800 °C). Ce sont les rhyolites. Dans le second cas de fusion par épaissement crustal, il n'y a pas d'apports de chaleur extérieure. La fusion se produit dès que l'on a atteint la température minimale nécessaire qui est la température de l'eutectique (seulement 700°C !). La fusion se maintient à cette température et ne se développe pas au-delà. On obtient alors des liquides de fusion partielle qui se figent rapidement. Le résultat est une migmatite. Il faut que la fusion se prolonge très longtemps avec le maintien des contraintes de l'épaississement crustal pour que l'on obtienne une grande quantité de liquide qui finit par cristalliser sur place et donner un granite. Ce n'est que plus tard que ce granite va monter gravitairement pour donner un pluton, généralement dans des conditions de relaxation tectonique fini- ou post-orogénique dites de désépaississement. Dans ce contexte, on a beaucoup de granites mais pas de rhyolites. Ce contexte est caractérisé par d'importants mouvements verticaux qui tendent à rééquilibrer des masses de densités différentes gravitairement instables. C'est dans ces conditions que le fossé tectonique de Brétignolles s'est formé entre 350 et 340 Ma. Le fossé est d'abord alimenté par des débris olistolithiques et des turbidites gréseuses, puis se comble d'argilites.

Mais l'orogénèse est loin d'être terminée. Le régime compressif tourne à l'est. La granitisation se poursuit. L'ascension gravitaire des plutons emprunte les axes de fracturations majeures des anciens bassins. Dans le bassin de La Roche-sur-Yon, la montée du complexe batholitique serait à l'origine du basculement de l'empilement rhyolitique de l'axe structural donnant l'Unité de La Chapelle-Hermier. Ce déversement vers l'ouest est post-dinantien car il n'existe aucun bloc rhyolitique dans la formation basale du fossé dinantien de Brétignolles. Il se situerait entre 340 et 330 Ma et correspond aux premiers effets de la phase de compression **D2** globalement E-W (figure 12). Dans le bassin marin, le serrage est d'autant plus efficace qu'il n'y a pas d'écorce continentale et que l'écorce océanique a été subduite. Aucun plancher rigide ne subsiste. Cette condition de faiblesse mécanique focalise le jeu des contraintes compressives. La largeur du bassin se réduit de façon drastique. Entre 330 et 320 Ma, toute la pile sédimentaire sur l'ancienne marge passive est décollée et charriée vers l'ouest pour donner la nappe de Saint-Gilles et, plus au sud, la nappe de Mareuil-sur-Lay. La marge passive elle-même est exhumée dans le Complexe des Essarts avec ses écailles d'éclogite et de péridotite de l'ancienne zone de transition océan-continent initialement portée à 50 km de profondeur. La nappe de Saint-Gilles passe au-dessus du bassin de Brétignolles et induit une compression plus importante que celle due au simple déversement des rhyolites de l'ouest de La Chapelle-Hermier.

A la suite de ces événements épirogéniques et des transferts de masse horizontaux, les contraintes compressives vont être absorbées par des grands décrochements et des charriages de part et d'autre des grands axes structuraux. Dans la zone littorale, soit au sud-ouest du grand cisaillement sud-armoricain, les déversements s'effectuent du NNE vers le SSW. C'est la phase tectonique **D3** qui, en particulier, comprime la nappe de Saint-Gilles mais aussi le bassin de Brétignolles qui en vient à chevaucher les rhyolites de l'ouest de l'Unité de La Chapelle-Hermier (figure 12).



On entre alors dans une phase de réajustement isostatique de la nouvelle répartition des masses rocheuses qui tend à équilibrer les épaisseurs acquises lors des empilements tectoniques. C'est une phase de désépaississement. La première conséquence est l'arrêt de la fusion crustale et donc un refroidissement généralisé. Les mouvements verticaux prennent une nouvelle ampleur dans un contexte de décrochement. C'est ainsi que se forment les fossés tectoniques du Carbonifère supérieur de Chantonay et d'Ancenis en transtension dextre, à partir de 320 Ma. La lente montée des plutons granitiques et leur refroidissement final va encore se poursuivre pendant 10 à 20 Ma dans un régime décrochant SE-NW le long de grands couloirs transcurrents issus des compartiments lithosphériques initiaux, notamment le compartiment de l'ancien bassin océanique déjà signalé, en raison de sa faiblesse mécanique. Dans ces conditions dynamiques, les fossés tectoniques et les couloirs se resserrent et voient leur contenu se verticaliser.

Quant tout cela se termine t'il ? Probablement lors des toutes dernières émissions fissurales de liquides granitiques résiduels, soit vers 290 Ma, au début du Permien.

Au Permien moyen, le bâti varisque semble stabilisé dans ce qui est devenu la Pangée du nouveau Gondwana, mais la dynamique globale reste toujours active. Les pourtours de la Pangée sont fragiles et déjà subductés par les parties les plus anciennes de la Panthalassa. De nouvelles contraintes se propagent. Certains secteurs sont comprimés, d'autres se détendent. De nouvelles fracturations intra-contininentales réactivant d'anciennes sutures varisques sont le siège d'une importante activité volcanique à signature calco-alkaline héritée d'une double magmatogenèse mantellique et crustale. C'est ce qui se passe dans l'Estérel et en Corse. Dans la massif armoricain, l'extension est très modérée, mais suffisante pour décompresser légèrement le manteau profond et générer un magma lamprophyrique très chaud et très fluide qui va profiter de la moindre fracture pour monter vers la surface. Voilà pour les minettes de Vendée et de Bretagne du Permien moyen et c'est vraiment la fin de notre histoire.

**Article de André POUCKET**

**Figures 2 à 12 : André Pouclet**

**Photographies : Jean Chauvet (JC), Pierre Gibaud (PG),  
André Pouclet (AP) et Hendrik Vreken (HV)**

Fig. 12

Echelle stratigraphique du Paléozoïque

Éonothème	Érathème	Système	Série	Étage	Age en Ma	
Phanérozoïque	Paléozoïque	Permien	Lopingien	Changhsingien	251,0 ± 0,4	
				Wuchiapingien	253,8 ± 0,7	
			Guadaloupien	Capitanien	260,4 ± 0,7	
				Wordien	265,8 ± 0,7	
				Roadien	268,0 ± 0,7	
			Cisuralien	Kungurien	270,0 ± 0,7	
				Artinskien	275,6 ± 0,7	
				Sakmarien	284,4 ± 0,7	
				Assélien	294,6 ± 0,8	
					299,0 ± 0,8	
		Carbonifère	Pennsylvanien	Supérieur	Gzhélien	303,4 ± 0,9
					Kasimovien	307,2 ± 1,0
				Moyen	Moscovien	311,7 ± 1,1
				Inférieur	Bashkirien	318,1 ± 1,3
			Mississippien	Supérieur	Serpukhovien	328,3 ± 1,6
				Moyen	Viséen	345,3 ± 2,1
				Inférieur	Tournaisien	359,2 ± 2,5
		Paléozoïque	Dévonien	Supérieur	Famennien	374,5 ± 2,6
					Frasnien	385,3 ± 2,6
				Moyen	Givétien	391,8 ± 2,7
					Eifélien	397,5 ± 2,7
					Emsien	407,0 ± 2,8
				Inférieur	Praguien	411,2 ± 2,8
					Lochkovien	419
			Silurien	Pridolien		418,7 ± 2,7
				Ludlow	Ludfordien	421,3 ± 2,6
					Gorstien	422,9 ± 2,5
				Wenlock	Homerien	426,2 ± 2,4
Sheinwoodien	428,2 ± 2,3					
Llandovery	Telychien			436,0 ± 1,9		
	Aeronien	439,0 ± 1,8				
	Rhuddanien	443,7 ± 1,5				
Ordovicien	Supérieur	Hirnantien	445,6 ± 1,5			
		Katien	455,8 ± 1,6			
		Sandbien	460,9 ± 1,6			
	Moyen	Darriwilien	468,1 ± 1,6			
		Dapingien	471,8 ± 1,6			
	Inférieur	Floien	478,6 ± 1,7			
	Tremadocien	485				
Cambrien	Furongien	Étage 10	~ 492 *			
		Étage 9	~ 496 *			
		Paibien	~ 499			
	Série 3	Guzhangien	~ 503			
		Drumien	~ 506,5			
		Étage 5	~ 510 *			
		Étage 4	~ 515 *			
	Série 2	Étage 3	~ 521 *			
		Étage 2	~ 528 *			
	Terreneuvien	Fortunien	541			

Fracturation post-orogénique et intrusions de minettes (lamprophyres micacés)

grands décrochements dextres NW-SE

**D3 (300 Ma)** plissement post-nappe

*charriage de la nappe de Saint-Gilles (rhyolite de La Sauzaie)*

**D2 (320 Ma)**

*chevauchement de l'Unité de La Chapelle-Hermier (rhyolites de Vairé et de Brétignolles)*

formation du fossé tectonique de Brétignolles

**D1 (360 Ma)** fermeture du bassin marin par subduction

extension du bassin sud-armoricain (drifting)

**420 Ma** océanisation du bassin des Essarts en bassin sud-armoricain

reprise de la subsidence - sédimentation

émersion des bassins (discordance de ravinement)

sédimentation détritique (localement conglomératique)

épanchements de rhyolites  
rifting + surrection tectonique  
fusion mantellique (sills de dolérite)

subsidence des bassins marginaux (turbidites)  
Bassins de La Roche-sur-Yon, des Essarts et de Chantonay

extension continentale  
de la marge nord du Gondwana

Figure 12 : Echelle chronostratigraphie du Paléozoïque - Chronologie des grands événements varisques en Vendée

## Références

- Bellon, H., Chauris, L., Hallégouët, B., Thonon, P., 1988. Magmatisme fissural permien et triasique dans le Pays du Léon (Massif armoricain, France). C. R. Acad. Sci. Paris 307, Série II, 2049–2054.
- Chauris, L., Hallégouët, B., 1994. Carte géologique à 1/50 000, feuille Plouarzel-île d'Ouessant, n° 237, Orléans, BRGM
- Colchen, M., Poncet, D., 1987. Sur l'âge post-Tournaisien de la tectonique hercynienne synschisteuse à Brétignolles-sur-Mer, Vendée littorale, Massif Armoricain. C. R. Acad. Sci. Paris 305, Série II, 1255–1258.
- Colchen, M., Poncet, D., 1989. Présence, dans la série paléozoïque de Brétignolles-sur-Mer (Vendée, sud du massif armoricain), d'une formation à blocs et olistolites d'âge dinantien. Conséquences géodynamiques. C. R. Acad. Sci. Paris 309, Série II, 1503–1507.
- Comble, C., De Wever, P., Ters, M., Weyant, M., 1985. Découverte de Conodontes et de Radiolaires d'âge Tournaisien dans les schistes bariolés de Brétignolles-sur-Mer (Vendée). C. R. Acad. Sci., Paris 300, 899–904.
- Deflandre, G., Ters, M., 1970. Présence de microplancton silurien fixant l'âge des ampelites associées aux phtanites de Brétignolles (Vendée). C. R. Acad. Sci., Paris 270, 2162–2166.
- Poucllet, A., Álvaro, J.J., Bardintzeff, J.-M., Gil Imaz, A., Monceret, E., Daniel Vizcaïno, D., 2016. Cambrian–Early Ordovician volcanism across the South Armorican and Occitan Domains of the Variscan Belt in France: Continental break-up and rifting of the northern Gondwana margin. *Geoscience Frontiers*, sous presse, doi:10.1016/j.gsf.2016.03.002
- Ters, M., 1970. Découverte d'un gisement de Graptolithes du Silurien (Wenlock) dans la "série de Brétignolles" (Vendée). C. R. Acad. Sci., Paris, 271, 1060-1062.
- Ters, M., Viaud, J.M., 1983. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Challans (534). Orléans, BRGM, 99 p.
- Ters, M., Viaud, J.M., 1987. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Gilles-Croix-de-Vie (560). Orléans, BRGM, 135 p.

## Lexique

**Chonolite** : type d'intrusion dans les formations sédimentaires plissées et plus ou moins métamorphiques. Le magma s'insère entre les plans de schistosité et tend à s'accumuler dans le cœur des plis anticlinaux.

**Compétent** : s'applique aux roches ou aux couches de roches qui, sous certaines conditions, sont plus aptes à se rompre qu'à se déformer  
Exemples de roches compétentes : calcaire, grès...

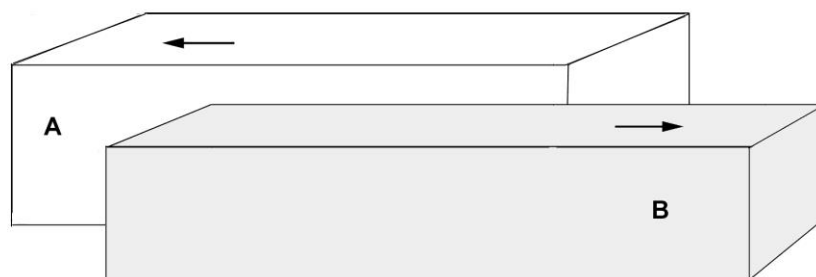
**Conforme (à la schistosité)** : parallèle à la schistosité.

**Décro-chevauchement** : chevauchement accompagné d'un décrochement. En contexte de convergence, les failles sont inverses ; on les appelle aussi chevauchements. Quand ces failles inverses jouent en « trans-pression », c'est-à-dire qu'elles sont disposées obliquement par rapport à la direction du raccourcissement, la surface de chevauchement se déplace en crabe par rapport au tracé de son front : on dit qu'elle fonctionne en décro-chevauchement.

**Dextre** : se dit d'un décrochement dont les compartiments, vus de dessus, se sont déplacés vers la droite l'un par rapport à l'autre.



Décrochement dextre



Décrochement senestre

Sur le schéma du haut, un individu placé sur le compartiment B et qui regarde le compartiment A voit celui-ci se déplacer vers sa droite (le sens de déplacement de A est indiqué par la flèche).

Si dans le même temps, un individu placé sur A regarde le compartiment B, il voit aussi B se déplacer vers sa droite.

Pour chacun des deux observateurs, le déplacement du compartiment d'en face se fait sur leur droite : le décrochement est dextre.

Le raisonnement est le même pour le schéma du bas représentant un décrochement senestre.

**Dôme-coulée** : un volcan comporte en général un cône volcanique entourant le cratère. Dans le cas où la lave est très visqueuse (rhyolite, dacite, trachyte, phonolite), elle se solidifie en sub-surface en donnant une protrusion de forme cylindrique ou allongée en pseudo-dyke, ou en surface en donnant une extrusion le plus souvent en dôme parfois traversé par une aiguille (Montagne Pelée). En cas d'apport magmatique important, la grande quantité de chaleur permet au dôme de rester relativement fluide et de s'épancher latéralement en donnant un dôme-coulée (rhyolite de Vairé).

**Ensialique** : intracontinental, la croûte continentale ayant une composition chimique sialique (riche en Silicium et en Aluminium).

**Equante** : se dit des structures et textures des roches grenues dont les cristaux sont distribués au hasard, de façon égale, sans aucune orientation préférentielle.

Exemple : un granite a une structure équante ; les cristaux de feldspath, de quartz et de mica sont également répartis dans la roche. Statistiquement, il n'y a pas un « coin » de la roche plus riche en l'un quelconque de ces trois minéraux.

Un gneiss de même composition chimique que le granite présente au contraire une structure foliée, les cristaux de feldspath et de quartz se regroupant en feuillets clairs et les cristaux de biotite en feuillets sombres.

**Eutaxitique** : se dit de la structure rubannée de certaines roches effusives. Dans les ignimbrites, la texture eutaxitique est marquée par des « fiammes » (= ponces très aplaties) préférentiellement orientées dans la direction de l'écoulement et résultant de la solidification de la matrice magmatique de la nuée ardente.

**Extrusif** : relatif à l'éruption de roches volcaniques visqueuses en forme d'aiguille ou de dôme.

**Granonématoblastique** : s'applique à la structure composite de roches métamorphiques qui montrent à côté de la structure granoblastique des lits quartzo-feldspathiques, une structure nématoblastique pour les lits de minéraux aciculaires (en forme d'aiguilles comme les amphiboles par exemple) qui s'alignent alors sensiblement parallèlement entre eux et déterminent ainsi une linéation minérale.

**Homœogène** : se dit des enclaves dues à des variations locales de la composition des magmas sans intervention des roches encaissantes. Souvent, il s'agit de faciès de bordure précoce ramonés au cours de l'intrusion ou de parties ayant eu le temps de cristalliser en plus gros cristaux puis entraînées par un nouvel apport de magma.

**Hyaloporphyrique** : variété de texture microcristalline montrant des cristaux de grande taille dispersés au sein d'une pâte vitreuse.

**Ignimbrite** : roche formée par accumulation de débris de laves acides (rhyolites, dacites) soudés à chaud, à aspect de ponce ou de lave un peu fluidale (fragments vitreux ou « fiammes », aplaties et soudés) ; ces formations d'aspect massif, avec parfois des passées plus chaotiques à lapillis et blocs, proviennent d'éruptions explosives catastrophiques (nuées ardentes), et peuvent couvrir très rapidement de grandes surfaces (20 000 km<sup>2</sup> ou plus).

**Incompétent** : s'applique aux roches ou aux couches de roches qui, sous certaines conditions, sont plus aptes à se déformer qu'à se rompre.

Exemples de roches incompétentes : argile, évaporites...

**Intrusif** : qui a pénétré dans une formation déjà constituée.

**Lutite** : roche sédimentaire détritique dont les éléments ont un diamètre inférieur à 1/16 mm (moins de 63 µm).

**Mésostase** : matière interstitielle vitreuse ou très finement cristalline remplissant les espaces entre les cristaux, les microlites le plus souvent, dans les roches magmatiques volcaniques.

**Mylonite** : roche dérivant d'une roche magmatique ou métamorphique broyée au point que les cristaux originels ne soient plus identifiables à l'œil nu, seul le microscope révélant la structure cataclastique (cristaux émiettés en débris tordus et étirés, englobés par exemple dans un ciment de quartz, séricite et chlorite).

**Plicative (déformation)** : relative aux plis.

**Senestre** : voir « dextre ».

**Sécant** : qui coupe. Lorsqu'une structure sécante, par exemple une faille, en recoupe une autre, par exemple une superposition de strates, la structure sécante est plus récente que la plus récente strate affectée par elle et plus ancienne que la plus ancienne strate non affectée par elle (Principe de recoupement).

**Silexite** : roche d'origine sédimentaire, chimique ou biochimique, résultant de la solidification de silice très finement cristallisée (phtanite, lydienne, jaspé...).

**Siltite** : roche sédimentaire consolidée dérivant d'un silt, sédiment détritique meuble dont le grain est compris entre 3,9  $\mu\text{m}$  et 62,5  $\mu\text{m}$ .

**Volcanoclastique** : constitué de débris de roches volcaniques (tufs, pyroclastites...).

**Xénolithe** : un xénolithe (du grec ancien signifiant « roche étrangère ») est une enclave d'une roche incluse dans une roche différente. Cette appellation est spécifique aux roches magmatiques (volcaniques et plutoniques).  
Exemple : les basaltes contiennent des xénolithes de manteau fait de péridotites.