

ILE D'YEU

ANCIENNE ISLE DE YOYA, DIAS, PUIS OYS



LEGENDE

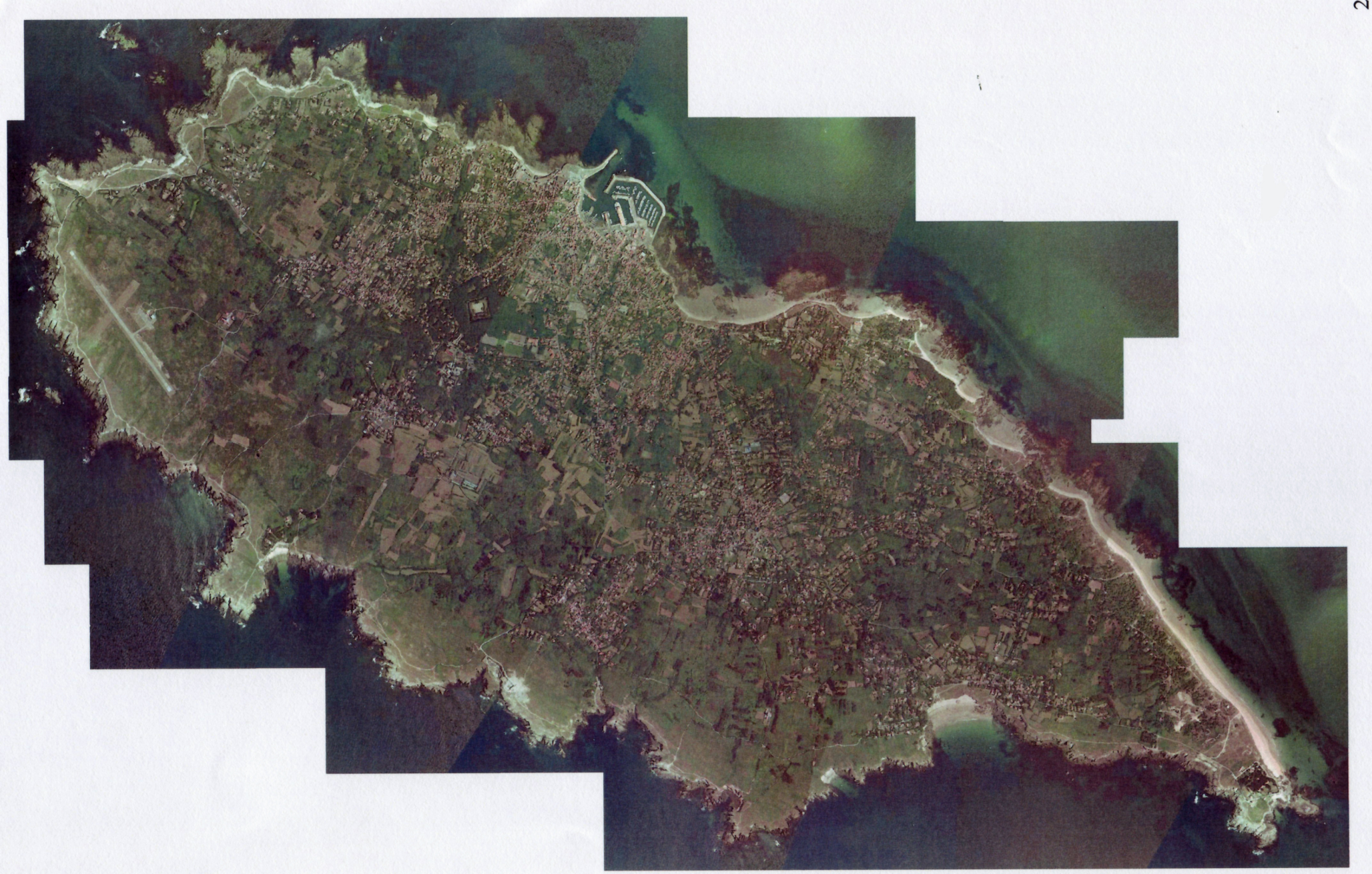
- Chemin de Gr. Com. ————
- Chemin Vicinal Ordinaire ————
- Chemin Rural ————
- Chemin non classé - - - - -
- Sentier - - - - -
- Eglise ————
- Chapelle & Cimetière ————
- Catacombes & Moulins ————
- Excursion ————
- 2° de ————
- 3° de ————
- 4° de ————

SPECIALITES GASTRONOMIQUES

Reproduction réservée

DRESSÉ PAR
GEORGES BRAIVE
 ARCHITECTE ordonné par le Gouvernement
 18 Rue Albert-Sorel
 PARIS - XIV
 1938

Pointe de la Tranche
 ECHELLE
 0 1 2 3 4
 Kilomètres



Géologie de l'île d'Yeu

Avant propos

Située à l'ouest du département de la Vendée, à 30 km du rivage, l'Île d'Yeu émerge selon une direction WNW-ESE qui souligne l'axe long de l'île, d'environ 10 km. La largeur de l'île ne dépasse pas 3 km du Nord au Sud. Par la nature relativement homogène de son sous-sol granitique, le paysage de l'île est atypique pour une terre vendéenne.

L'île présente une occupation urbaine concentrée dans le nord. La nature relativement homogène des roches qui constituent son sous-sol, la présence étendue de dunes dans le sud-est et le faible développement des sols ne favorise pas une activité agricole peu développée qui se restreint à de l'élevage et des cultures céréalières ponctuelles. La moitié sud de l'île préserve une zone naturelle où les activités humaines (urbanisation, routes, cultures...) sont quasiment absentes. Cette zone sud, comme les zones non urbanisées largement majoritaires, présente un couvert végétal constitué principalement d'arbustes épineux et de conifères.

L'île est entaillée par un réseau hydrographique peu dense de petits cours d'eaux collectés en majorité du Sud vers le Nord. Les faibles incisions du socle soulignent la topographie monotone de l'île et lui confèrent un aspect de pénéplaine homogène.

D'après Mathieu (1938): "A 16 km environ au NE de l'île d'Yeu les roches du Pont d'Yeu montrent le sommet du calcaire auversien (Lutétien) à la cote 0. Or, il n'y a aucune trace de cette formation dans l'île d'Yeu qui s'élève à la cote 35, tandis qu'au forage des Alliers (près de Saint-Jean-de-Monts: cf. Baudouin, 1937) le sommet de ce même étage n'a été atteint qu'à la cote -20". La pénéplaine éocène aurait donc été basculée, et l'auteur en déduit l'existence d'une tectonique tertiaire avec basculement de blocs. M.Ters (1962), souligne la présence d'une faille normale N130 au sud de l'île, parallèle aux failles normales du continent (Noirmoutier, Challans et Bourneuf) qui suggère une structure d'effondrement en graben avant la période de transgression éocène.

La tectonique tertiaire régionale semble donc être à l'origine du basculement de blocs le long de la marge passive du continent. La raison d'exister de l'île d'Yeu peut donc être liée à cette tectonique extensive qui permet un basculement et donc une surrection relative de la partie sud des blocs (cf. Noirmoutier, côte sauvage Batz Le Croisic...).

Géomorphologie de l'île

La morphologie de cette région montre ainsi un lien étroit avec la lithologie et surtout la structure des roches sous-jacentes.

Au cœur de l'île l'altération intense dont elle est l'objet et le fort couvert végétal rendent difficile l'observation directe du socle rocheux. Son pourtour offre par contre un accès direct et quasi continu au socle rocheux. On distingue morphologiquement les rivages nord et sud dont les natures très différentes retranscrivent bien la structure globale de l'île :

- La côte sableuse nord : dans la zone de balancement des marées le substrat qui s'érode affleure sous la côte 0 en de larges estrans discontinus de faible pente. Quelques falaises peu développées (3 mètres maximum) complètent les observations du socle rendues délicates par la très forte altération due à l'eau de mer.
- La côte rocheuse sud : les roches du socle affleurent en continu et forment des falaises pouvant atteindre 20 mètres de puissance. Ces falaises sont découpées en criques et caps naturels qui témoignent de l'importance de l'abrasion marine. Chaque crique est associée à une ou plusieurs failles qui facilitent les observations de terrain le long de coupes perpendiculaires au rivage sud. De nombreux îlots et récifs émergent à marée basse le long de cette côte.

Géologie de l'île

La position de l'île d'Yeu en Bretagne méridionale et au large des côtes de Vendée en fait un élément du "Domaine Sud Armoricaïn", défini depuis la pointe de Bretagne jusque sous les sédiments du Bassin Aquitain de la plaine de Luçon. L'île d'Yeu représente ainsi la plus au Sud des îles "armoricaines". Cette situation particulière en bordure sud du bâti armoricaïn en fait le témoin le plus éloigné de la zone d'affrontement orogénique du sud Armorique que représente la zone des Essarts-Mervent dans le haut bocage vendéen. C'est en effet dans cette région au nord de la Vendée que la partie sud vendéenne glisse sous le haut bocage lorsque les continents s'affrontent pour former la chaîne de montagne dite varisque entre 420 et 300 millions d'années. La continuité lithologique avec le continent est claire si l'on se réfère à la feuille des Sables d'Olonne où se retrouvent des faciès orthogneissiques (granite déformé) comparables. A distance du continent cependant, les granites de l'île d'Yeu ne semblent pas avoir subi les événements tardifs reconnus sur le littoral vendéen, en particulier la déformation associée à la mise en place des nappes de Saint Gilles et de Bois de Céné - Groix pour lesquelles les volcanites de Vendée ("Porphyroïdes" issus de rhyolites, ignimbrites et tufs) jouent le rôle de semelle ductile (Fig. 1).

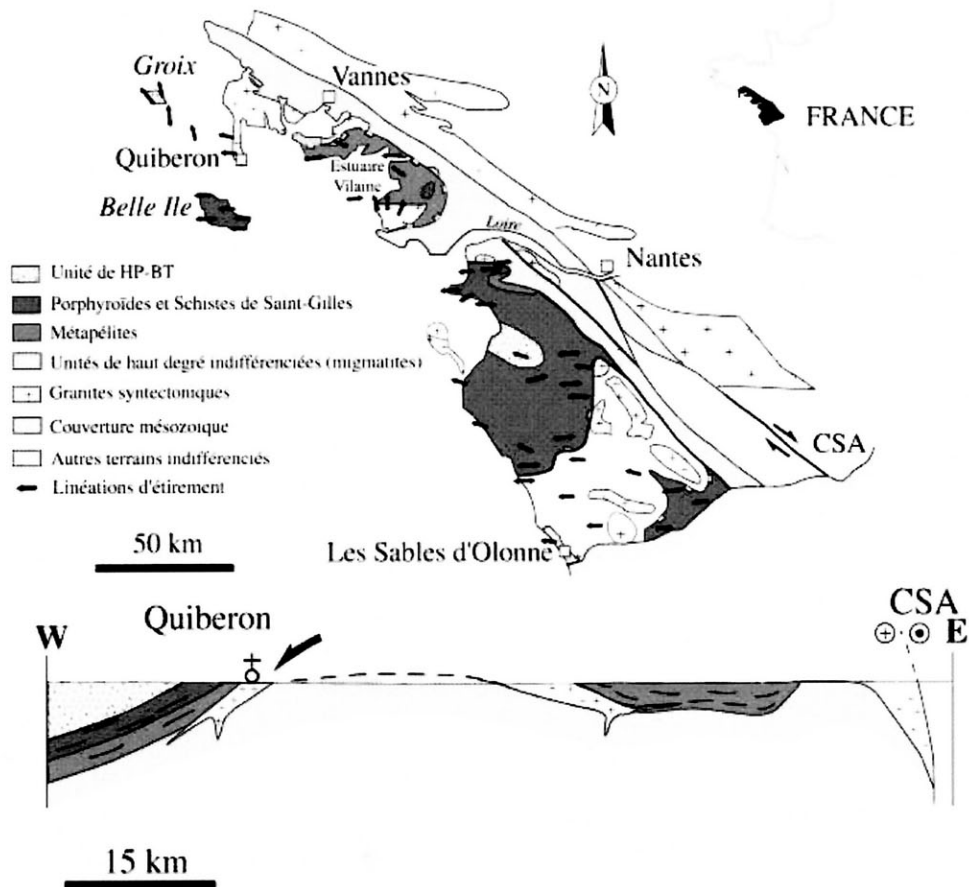


Figure 1. Carte géologique simplifiée du domaine sud-armoricain et coupe schématique au niveau de Quiberon

La carte présente les différentes unités lithologiques ainsi que la répartition des linéations d'étirement – (b) coupe géologique illustrant une structure liée à l'extension tardi-orogénique dans le massif armoricaïn : le détachement de Quiberon associé à l'exhumation des migmatites du Golfe du Morbihan, d'après Gapais *et al.*, 1993. CSA = Cisaillement sud armoricaïn

Du point de vue lithologique et structural les granites de l'île d'Yeu se rattachent ainsi au "socle" du littoral de Vendée en position d'autochtone sous la nappe des Porphyroïdes de moyenne pression - basse température, elle-même surmontée par la nappe de l'unité supérieure de haute pression de Bois de Céné – île de Groix (schistes bleus). Son rattachement aux granites des Sables d'Olonne et de la pointe ouest de l'île de Noirmoutier paraît assez évident du point de vue structural: on retrouve sur les différents sites des déformations tout à fait comparables en termes de condition de déformation et surtout en termes d'orientation.

Sur la côte proche des Sables d'Olonne, depuis Brétignolles au Nord jusqu'à Bourgenay au Sud, les affleurements sont pratiquement continus et la déformation a fait l'objet de nombreuses

études. De plus, la série métamorphique barroviennne y est continue, sans détachement majeur sous-tractif, par opposition à ce qui a été proposé pour Quiberon. La schistosité/foliation moyenne tant dans les formations orthogneissiques que dans le socle métamorphique est essentiellement subhorizontale et deux familles principales de linéations, l'une sub-méridienne et l'autre sub-équatoriale, sont visibles. Selon les auteurs toutefois ces linéations sont interprétées différemment, à la fois dans l'espace et le temps. Iglesias et Brun (1976) considèrent que les linéations sub-équatoriales sont dues à une déformation non rotationnelle, dans un contexte de raccourcissement sub-méridien en régime de constriction. Pour Burg, (1981), Gilbert (1982) et Vauchez *et al.* (1987) la linéation d'étiement E-W est associée au déplacement vers l'ouest de la nappe des Porphyroïdes. La linéation NS est soit ignorée parce que pratiquement absente ou plus précisément oblitérée localement par l'intensité de la phase EW, soit interprétée différemment. Brun et Burg (1982) proposent ainsi un modèle combinant un chevauchement vers le sud et un décrochement senestre en contexte compressif pour expliquer la coexistence des linéations sub-méridiennes et sub-équatoriales, modèle repris par Burg *et al.* (1987) et Pourtanel (1987). Pour Cannat et Bouchez (1986) par contre, la linéation NS matérialise, au Sud des Sables d'Olonne (Cayola), une mise en nappe à vergence Sud qui se finirait par une phase d'anatexie vers 375 Ma (Vidal, 1980). Cet épisode serait relayé par un second épisode cisailant vers l'ouest (mise en place de la nappe des porphyroïdes) qui transposerait toutes les structures précoces, n'en conservant localement que des traces (« anomalies N/S ») Pour Geoffroy (1993), à l'épisode EW à vergence Ouest (mise en place des nappes), succède par ailleurs une phase extensive vers l'Est. Geoffroy relie ce dernier épisode à l'extension tardi-orogénique, ce que pensent également Colchen et Rolin (2001).

De manière générale, sur la plage des Sables d'Olonne où les affleurements permettent une bonne observation, les orthogneiss montrent essentiellement les phases tardives: ils ont subi successivement la migmatitisation régionale puis sont injectés de filons tardi migmatitiques avant la déformation de la phase EW à vergence Ouest. L'absence de la phase NS est directement imputable à la migmatitisation et la phase EW. On rejoint ici les observations de Cannat et Bouchez (1986). C'est dans ce contexte controversé que les observations faites à l'île d'Yeu apportent une contribution importante à la compréhension des processus géodynamiques qui se sont succédé dans ce domaine de l'Anticlinal de Cornouaille.

L'île d'Yeu représenterait ainsi un témoin privilégié des événements varisques précoces du bloc sud armoricain.

La carte:

On trouvera les travaux géologiques anciens relatifs à l'île d'Yeu et sa structure dans les articles de Guy (1892) ainsi que Wallerant (1902) et Vasseur (1890a et b) pour ce qui concerne la partie marine. Fin du XIXème et début XXème l'île était réputée contenir diverses roches dont les principales étaient le micaschiste et le gneiss, plus quelques pointements de granite. Le rapprochement avec le continent avait aussi été évoqué, en particulier avec les "gneiss" des Sables d'Olonne. Mathieu (1938, 1945, 1947) de son côté, donne de la géologie de l'île une vision plus précise à travers des coupes nord-sud dans lesquelles il fait apparaître une structure anticlinale "cassée" entre une partie nord de l'île à structure faiblement pentée et une partie sud subverticale. Il précise également la lithologie sans toutefois préciser l'origine des gneiss. Les "granulites gneissiques" font leur apparition au sud de la carte, au port de la Meule et il reconnaît, toujours au sud, entre les Sabias et la plage des Sables Rouis un "Briovérien granulitisé". Plus récemment, les travaux de Wyns (1987) et Semelin (1984) ont apporté des éléments nouveaux à la compréhension du contexte géodynamique et des processus métamorphiques caractérisés par la présence de roches originales riches en **silicates d'alumine**. Depuis le début de nos travaux, des études de détails ont été publiées, apportant des précisions sur la déformation (Sassier *et al.*) ou les conditions métamorphisme (Pitra *et al.*, 2008).

Les roches

Les "Granites" de l'île d'Yeu qui représentent la majeure partie de l'île sont pour l'essentiel des faciès de **granodiorite** grise calco-alcaline dans laquelle les enclaves microgrenues sont très fréquentes. Ce granite est daté à 500 millions d'année (datation Rb/Sr sur zircon, BRGM), c'est-à-

dire Ordovicien et a donc été intégré dans la future chaîne après son refroidissement. Des faciès associés, plus clairs et roses de nature plus alcaline, sont aussi présents, en plusieurs endroits, au Nord et au SE de l'île. Toutefois la cartographie précise des faciès est difficile, d'une part à cause du manque d'affleurements au cœur de l'île, et d'autre part, du fait de la déformation ductile qui touche tous les faciès et peut transformer profondément les granites originels.

L'encaissant: il s'agit ici des terrains situés principalement au Sud de part et d'autre de la pointe du Chatelet, à savoir, la plage des Sables Rouis (ou des Sous) et la plage des Sabias, mais aussi au Nord dans une crique. Ils correspondent à un encaissant métapélitique auxquels sont associés des méta conglomérats. Si la majeure partie de la déformation conduit à l'étirement jusqu'au boudinage de niveaux quartzeux dans ces pélites les faisant ainsi ressembler à des galets, il existe sur la plage des Sables Rouis en effet de véritables conglomérats constitués soit de galets de quartz, soit de galets de granite enchâssés dans une matrice pélitique métamorphisée à biotite. La relation entre ces conglomérats et ceux décrits par Mathieu au Nord des Sables d'Olonne est ici vérifiée et logique si l'on considère que le granite est d'âge ordovicien. Leur importance est ici considérable puisque la déformation du granite sera conditionnée par les phases fluides issues principalement de la déshydratation de ces niveaux sédimentaires.

Un faciès complémentaire se retrouve sur l'île en de nombreux endroits sur la côte sud. Il s'agit **d'amphibolites**, probablement faciès de transformation de basalte intrusif tardivement au cœur de la granodiorite grise. Aujourd'hui ce faciès est visible en filons sub parallèles à la foliation majeure. On le retrouve très fréquemment sous forme de lames de qqes centimètres à plusieurs mètres d'épaisseur en fonction de la déformation subie. C'est aussi sur la plage des Sables d'Olonne et à la Chaume que ce faciès recoupe les orthogneiss confirmant également la continuité de l'île avec le continent.

Structure de l'île: déformations et transformations minéralogiques

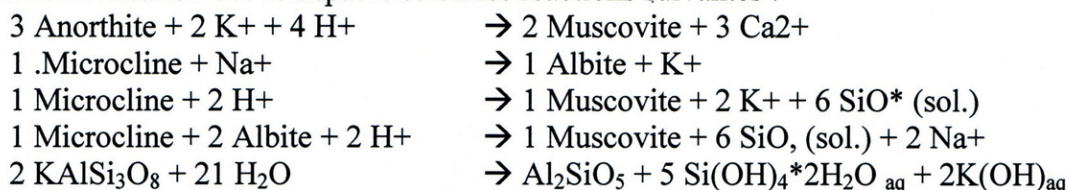
La déformation des roches correspond à deux épisodes principaux: une **phase D1** de déformation en chevauchement NS qui conduit à l'acquisition d'une foliation à faible pendage nord et une linéation nord-sud qui souligne au sein des gneiss l'étirement de la matière (minéraux du granite) au cours de la déformation. La structure du granite originel est très profondément transformée comme habituellement lorsqu'une roche de ce type est déformée à chaud ($T^{\circ} > 500^{\circ}$). Le quartz en particulier est le minéral le plus sensible et va passer dans le domaine ductile, c'est-à-dire se déformer plastiquement, s'étirer sous forme de rubans... Le feldspath est un minéral plus résistant à la déformation qui ne devient ductile que pour des températures de l'ordre de 600° . Dans une phase de déformation de ce type à haute température, la roche se déforme soit de manière homogène, c'est-à-dire de manière équivalente dans toute la roche, soit la déformation apparaît "localisée" comme le sont par exemple les failles dans une roche dure. Ce phénomène de **localisation de la déformation** conduit à des "couloirs de déformation" espacés mais reliés entre eux par anastomose. La roche est alors très déformée dans ces couloirs cisailants ou zones de cisaillement et la déformation disparaît ou diminue hors de ces couloirs. À l'île d'Yeu cette déformation est assez pénétrative et prend par endroit un aspect homogène: dans l'ouest de l'île où il n'y a pratiquement plus de granite non déformé puisque la déformation est peu localisée. Cette localisation intervient lorsque des "agents localisant" sont impliqués dans la déformation. Ici il s'agit essentiellement de l'eau qui va abaisser la résistance des roches et conduire à une transformation minéralogique responsable de la localisation. En effet, lors de la déformation, les feldspaths vont se déstabiliser et se transformer en d'autres phases minérales moins résistantes à la déformation, d'où la localisation que celle-ci va provoquer. Par effet de feedback et d'amplification, la roche va se déformer sur plusieurs mètres d'épaisseur et le lessivage des cations des feldspaths par les fluides entraîne une réduction d'épaisseur sans doute très importante.

L'orthogneissification des faciès granitiques assistée par les fluides génère en effet une transformation syntectonique qui conduit jusqu'à la transformation du granite en **orthoschistes** où les micas (biotite plus muscovite) ne représentent plus que la phase minérale majeure associée à la sillimanite et du quartz. Ce dernier minéral qui est très mobile est alors présent sous forme d'amas et placages et forme des filons centimétriques qui recouperont la foliation majeure. Lorsque la déforma-

tion est très localisée, la phase fluide semble clairement jouer un rôle dominant dans cette localisation. Les secteurs où la déformation est la plus "localisante" sont en effet proches des faciès "sources" des fluides (métasédiments des Sables Rouis et leurs équivalents vers l'est de la pointe du Chatelet au vieux château). Ainsi, si l'orthogneissification progressive sans fluides s'accompagne d'une mylonitisation classique de toute l'épaisseur du granite avec réduction de la taille des grains, dans les cisaillements avec forte localisation lorsque les fluides sont présents, le passage brutal du granite à l'orthoschiste s'accompagne d'une perte de volume et d'une importante recristallisation des micas **qui peut conduire à la perte de toute trace de déformation**. L'épaisseur de ces bandes d'orthoschistes est très variable, allant de quelques centimètres au mètre, intercalées avec des lames d'orthogneiss de plusieurs dizaines de mètres à quelques mètres. Lorsque la fréquence de ces bandes d'orthoschistes est importante, l'orthogneiss peut être boudiné et les inter boudins sont alors remplis par le matériau ductile issu des orthoschistes comme c'est le cas à l'ouest des Sables Rouis.

Les transformations allochimiques qui conduisent du granite peu à pas déformé de composition très classique à biotite – plagioclase - feldspath K - quartz aux orthoschistes à biotite dominante accompagnée de muscovite et **sillimanite** consistent principalement en une "défeldspathisation" (lessivage, leaching). Celle-ci est suffisamment importante pour conduire à un enrichissement en sillimanite, **l'Al restant sur place** au détriment des autres éléments comme le Ca ou K qui migre hors du système.

Ce développement des micas : recristallisation des plagioclases en plagioclases plus acides et remplacement du feldspath potassique par des plagioclases sodiques dans un premier temps, puis élimination totale du feldspath potassique, et ensuite des plagioclases avec développement corrélatif des micas et des minéraux alumineux. Ces transformations métamorphiques pourront être traduites schématiquement par les réactions de décalcification du plagioclase, d'albitisation du feldspath potassique et de muscovitisation des feldspaths selon les réactions suivantes :



Les foliations

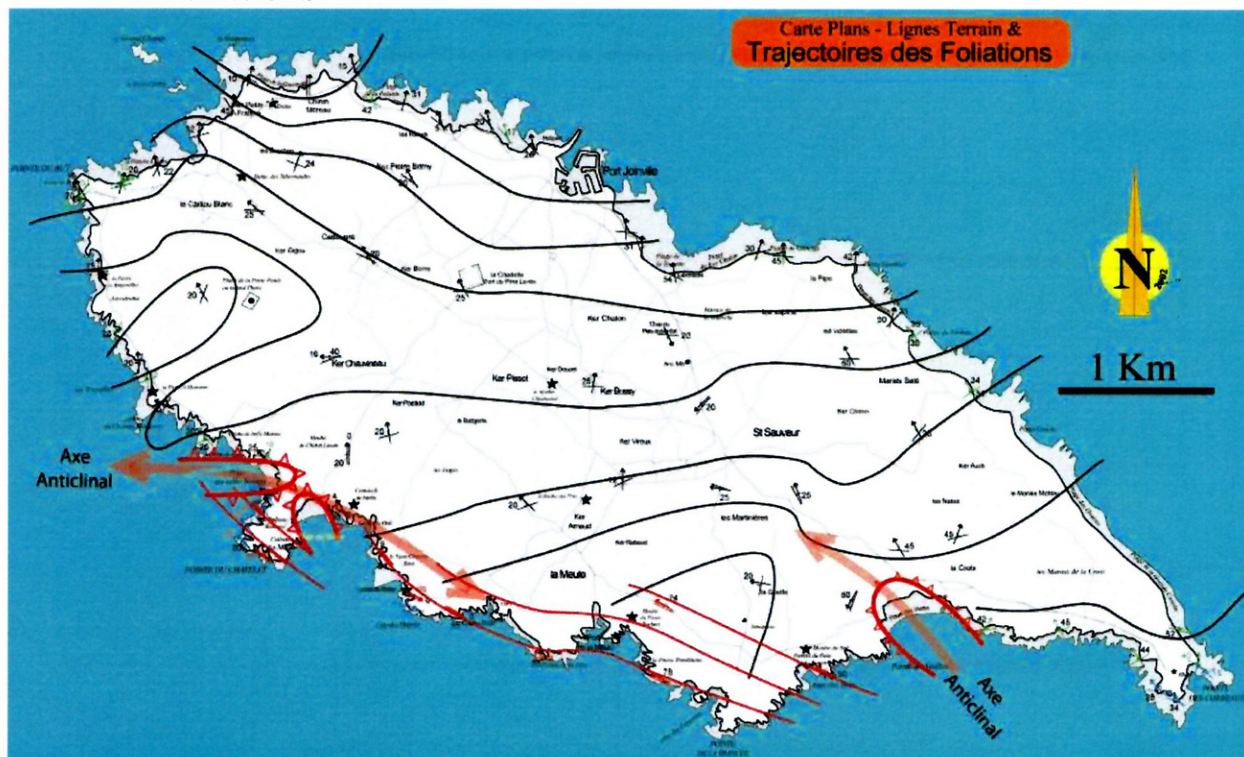


Fig: Carte de la trajectoire des foliations, c'est-à-dire de leur direction. Les pendages sont faibles en général, sauf au sud de l'île, à la faveur des anticlinaux de S1.

Les linéations

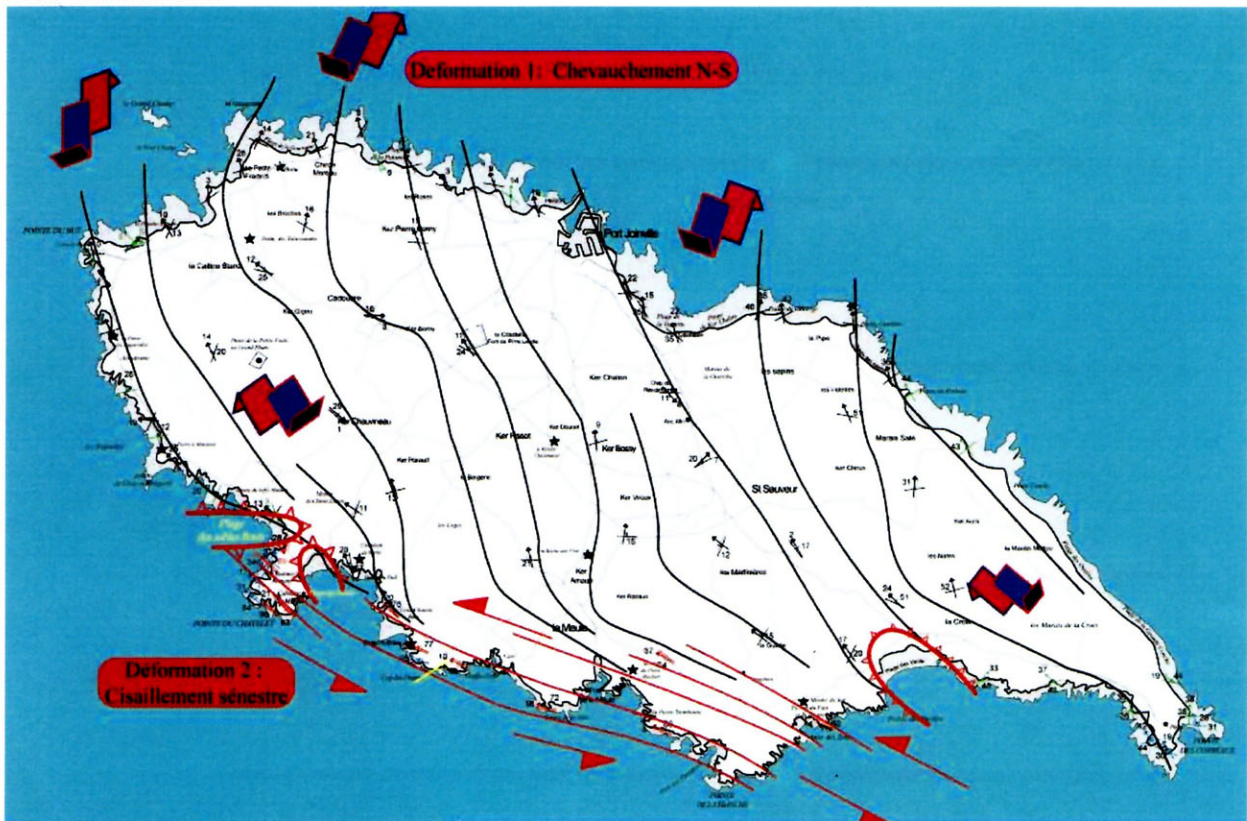
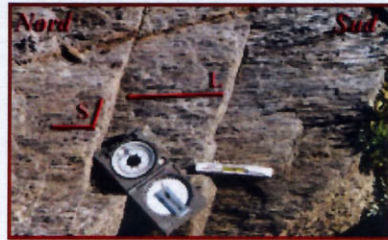


Fig: Carte de la trajectoire des linéations d'étirement: celle-ci représente la direction de cisaillement du granite subméridienne au Nord sur des plans à faible pendage et montrent une très forte réorientation vers l'WSW-ENE au sud.

Phase de déformation 2: cisaillement senestre du sud:

Yeu : Processus de déformation



Phase 1 Déformation "Top" --> Sud

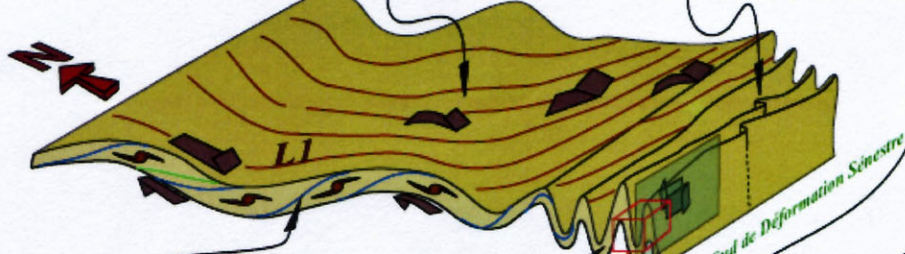


Plis d'entraînement P2 d'axe vertical "b"

Les deux déformations ductiles vues sur le plan horizontal

Phase 1
Top --> Sud

Phase 2
Senestre



Localisation de la Déformation de phase 1 Plis P1 d'axe horizontal

