

# Suite du compte-rendu sur la transgression du Jurassique sur le littoral vendéen

**André Pouclet**

## **1.5. Estran S et falaise E de l'Anse de Saint-Nicolas**

A l'époque des investigations paléontologiques de [Gabilly \(1964, 1978\)](#), le bas estran n'était pas ensablé. Les affleurements étaient continus du Pliensbachien au Bajocien. Ainsi, Gabilly a pu établir une chronostratigraphie détaillée de la totalité du Toarcien. Actuellement le passage du Pliensbachien au Toarcien n'est plus visible sur l'estran. Une étendue de sable sépare les affleurements du Domérien supérieur du bas estran nord-ouest des premiers affleurements du bas estran sud découverts aux marées basses qui s'avèrent être du **Toarcien L4** ([Fig. 18](#) ; [Ph. 151](#)). Le lever cartographique de la figure 18 a été complété grâce aux images satellitaires du 14/6/2010 et 3/9/2014 de Google Earth, alors qu'il y avait moins de sable. Les premiers rochers surbaissés du bas estran sud montrent une succession de petits bancs de calcaires marneux bleu sombre, finement micritique, qui alternent avec des lits de marnes ([Ph. 152 et 153](#)). Les bancs sont orientés N 50° à N 80° et pentés de 15° vers le sud. Ils s'empilent régulièrement sur une bonne dizaine de mètres d'épaisseur. C'est la section moyenne et supérieure du Toarcien, la section inférieure étant sous la bande de sable, mais toutefois encore visible dans la falaise W de la mine (cf. *supra*). Nous n'avons pas retrouvé les bancs à *Hildoceras*, mais seulement un *Hammatoceras* ([Ph. 154](#)) probablement du Toarcien supérieur. Nous constatons l'abondance de fragments centimétriques à décimétriques de bois fossile ligniteux ([Ph. 155](#)).

Les bancs du Toarcien sont surmontés par des calcaires marneux assez semblables attribués à l'**Aalénien J1**. Cet étage se distingue par un niveau basal à galets et fragments bréchiques de calcaire selon Gabilly (1984). L'épaisseur de cet étage est limitée à quelques mètres. Mais, une bonne partie de l'Aalénien est sans doute maintenant sous la nouvelle bande de sable venue recouvrir le contact Toarcien-Bajocien ([Ph. 156](#)) et qui n'était pas là lorsque nous avons fait la carte de la [figure 18](#).

En revanche le **Bajocien J2** qui surmonte cet Aalénien fantôme est bien reconnaissable avec des bancs décimétriques et compacts de calcaire beige. La base de cet étage avec un niveau conglomératique calcaire a été localisée par Patrick Bohain sur le moyen estran. Elle comprend des petits bancs calcareo-marneux où P. Bohain a collecté *Sonninia witchellia*, *Sonninia propinquans*, *Sonninia patella*, *Sonninia franconica* et *Otoites sauzei* définissant la zone à *Propinquans* ou à *Sauzei* que surmontent des bancs à *Dorsetensia tecta* de la zone à *Humphriesianum* du Bajocien inférieur ([Ph. 157, Pl. 1](#)). Malheureusement ces affleurements rocheux sont maintenant en grande partie ensablés. Ils sont quelque part entre les rochers du bas estran des calcaires marneux du Toarcien et les bancs calcaires du Bajocien inférieur du haut estran ([Ph. 156](#)). Le **Bajocien inférieur J2a** occupe en effet le haut estran jusqu'à la falaise orientale de l'anse. Il forme toute cette falaise dans sa partie nord avec des petits bancs de calcarénite et de calcaire marneux à *Cancellophycus*, spongiaires, rares ammonites d'aspect remanié et nodules de marcassite ([Ph. 158](#)). Ces bancs sont pentés de 15° vers le sud-sud-est. Du fait de ce pendage, le Bajocien inférieur passe au **Bajocien moyen J2b** constituant alors toute la falaise vers le sud, jusqu'à la pointe sud-est ([Fig. 22, SE](#)) ([Ph. 159](#)). La base du J2b est marquée par des bancs épais à brèches de spongiaires ([Ph. 160](#)). Puis, le Bajocien moyen se présente comme une séquence de calcarénite biomicritique (calcaire graveleux de Gabilly, 1964) alternant avec quelques lits marneux et ferrugineux à nodules de marcassite. Le calcaire

est constitué de débris de spongiaires, algues calcaires, bryozoaires, coraux, serpules, oursins et crinoïdes en entroques. Quelques beaux spongiaires cupuliformes (*cupulospongia*) sont en position de vie (Ph. 161). Les brachiopodes térébratules sont fréquents. En revanche, les ammonites sont rares et fragmentée. Cette formation est caractéristique d'un dépôt péri-récifal corallien.

Juste au niveau de la pointe SE, un important **décrochement** décale horizontalement les formations, mais sans mouvement vertical important (Ph. 162). Nous suivons cette fracture notée DNc au bas du départ de la falaise sud, puis dans la falaise elle-même (Ph. 161). Ce décrochement est orienté N 115° et penté de 60° vers le sud, avec un léger fléchissement des bancs (Ph. 164). Sur l'estran, en allant vers l'ouest, le décrochement met en contact le Bajocien inférieur et le Toarcien-Aalénien du compartiment nord avec le Bajocien moyen du compartiment sud (Ph. 165). Il est souligné par une bande intensément fracturée et injectée de filons de calcite (Ph. 166). Mettant en contact des calcaires en bancs massifs avec des calcaires fissurés, la zone de fracture a créé une marche à bord rentrant par érosion différentielle (Ph. 162, 165, 166), donnant l'illusion d'une faille inverse. De même, au pied de la falaise, la roche fracturée a été décapée pour donner un sillon. Une fracture parallèle est visible plus au nord dans l'estran du Bajocien inférieur, aléatoirement ensablé aux caprices des marées. Mais, surtout, de nombreux décrochements sénestres appartenant au même système transcurrent traversent l'estran depuis le sud de l'anse de Saint-Nicolas jusqu'à Jard-sur-Mer et même au-delà (Fig. 18, 19, 20).

## 1.6. Estran SE et falaise S de l'Anse de Saint-Nicolas

À partir de la pointe SE commence la falaise sud qui borde l'estran SE (Fig. 22). Cette falaise orientée NW-SE va jusqu'à une suite de petites pointes ou éperons rocheux qui terminent l'Anse de Saint-Nicolas et constituent la limite ouest de l'Anse du Four à Chaux (Ph. 167, 168). Les bancs calcaires de la falaise sont pentés de 10° à 15° vers le sud-sud-est. Ainsi, nous passons de façon presque insensible du Bajocien moyen au **Bajocien supérieur J2c**. La calcarénite devient plus massive avec nodules de marcssite et lits de spongiaires siliceux devenant abondants au toit de la séquence. Le passage du Bajocien moyen au Bajocien supérieur a été localisé approximativement sur l'estran. Dans la falaise, un banc bréchiq à débris de spongiaires apparaît en haut de la falaise à 200 m au sud-est de la pointe SE. En suivant le pendage des couches, ce banc descend progressivement pour arriver en bas au niveau des éperons rocheux qui délimitent le passage dans l'Anse du Four à Chaux (Ph. 169, 170). Cette brèche est visible aux pieds des éperons de la falaise en fonction des aléas des dépôts de sable et de blocs, et également sur le haut estran. De fait, ce dépôt détritique remanie des fragments des spongiaires du Bajocien supérieur sous-jacent. Il est surmonté par une séquence de calcaire plus ou moins graveleux en petits bancs alternant avec des lits marneux fossilifères (Ph. 171). La base de cette séquence renferme des ammonites de taille moyenne proches des Procerites mais assez altérées, hormis un exemplaire de *Parkinsonia cf. convergens* (Ph. 172) signant la base du Bathonien. Ce niveau de base est surmonté par des lits de calcaire marneux biomicritique et de marnes plus riches en ammonites dont *Morphoceras sp.*, *Polyplectites sp.* (petits *Cadomites*), *Procerozigzag pseudoprocerus* et *sp.* et surtout *Zigzagiceras zigzag* de la zone à Zigzag (Ph. 173, 174, 175). Cette dernière bestiole, d'à peine 15 mm de diamètre s'avère être le fossile qu'il faut trouver. *Morphoceras macrescens* collecté par P. Bohain précise la sous-zone à *Macrescens* (Pl. 1). Ainsi, nous localisons le fameux « **banc pourri** » de la partie inférieure du Bathonien. Ce banc est également riches en belemnites du genre *belemnopsis*, brachiopodes des genres *Kallirynchia* et *Straudithyris* et divers petits bivalves. Ainsi, le niveau bréchiq à spongiaires nous semble être la base du **Bathonien inférieur J3a**. Pour souligner ce niveau repère et le « **banc pourri** » qui lui succède, nous l'avons teinté en bleu foncé sur la

carte (Fig. 18 et 19) et désigné **J3a1**, puisque le Bathonien inférieur se développe encore au-dessus du banc pourri. Le J3a1 se poursuit au bas de la falaise jusque dans l'entrée de l'Anse du Four à Chaux.

En raison du pendage vers le sud, la base du Bathonien apparaît dans le haut estran après un affleurement du calcaire à spongiaire du toit du Bajocien supérieur. Ce calcaire à spongiaires ressort tout au bas de la falaise et occupe une bande étroite au sommet de l'estran. Puis, juste au-dessus, après l'intermède bréchique, s'empilent des petits bancs de calcaires marneux et de marnes. Ces bancs étant plus sensibles à l'érosion, ils apparaissent au bas de petites marches dont le rebord correspond à un banc de calcaire résistant appartenant à la séquence supérieure (Ph. 176, 177). C'est là où se trouvent les ammonites permettant de caractériser le banc pourri du J3a1, bien qu'en plus mauvais état que dans la falaise. Ainsi, nous voyons deux bandes d'affleurement séparées du J3a1, dans la falaise et au milieu de l'estran.

Le **J3a2** occupe donc la falaise des éperons du sud et tout le moyen et bas estran. C'est une calcarénite qui ressemble beaucoup à celle du Bajocien moyen. Toutefois, elle est plus pisolithique et plus riche en nodules de marcassite. Les intercalations de petits bancs marneux sont assez fréquentes sans être importantes ni systématiques. C'est bien sûr la faune d'ammonite qui lève toute ambiguïté de datation stratigraphique avec *Oxycerites yeovilensis*, de petite taille et *Procerites cf. postpollubrum*. Les *belemnopsis* sont assez abondants. Les brachiopodes sont plus rares avec grandes térébratules et petits *Zelleria*.

Les formations du Jurassique de la falaise sud et de l'estran sud-est de l'Anse de Saint-Nicolas sont localisées sur la figure 25 en perspective vers la pointe de l'Anse du Four à chaux. Le passage du Bajocien au Bathonien est souligné sur la Ph. 178. Il est précisé sur les images de la falaise de la pointe ouest de l'Anse du Four à chaux (Ph 179, 180). Le calcaire à spongiaires J2c arme le haut estran en une bande étroite au pied des éperons de la falaise. Les strates du Bathonien forment des séquences de sédimentation séparées par des bancs indurés. La première séquence, dite A, reposant sur les brèches de spongiaires, est faite de deux à trois bancs décimétriques de calcaire micritique à débris coralliens avec fines intercalations marneuses. Elle occupe le bas de la falaise où elle est épisodiquement ensablée. Mais elle forme également les premières strates du haut estran qui recouvrent des calcaires à spongiaires. La seconde séquence, B, est typiquement le « banc pourri ». Les premiers niveaux sont très marneux avec des lits essentiellement bioclastiques, voire bréchiques. Puis, la sédimentation devient plus fine et micritique avec de minces lits de marnes. Ces deux séquences définissent la base du Bathonien J3a1 dans notre nomenclature. Les séquences supérieures, C, D et E, distinguables dans la falaise, sont dominées par des dépôts de calcarénite bioclastique avec intercalations marneuses. Elles constituent la seconde partie du Bathonien inférieur J3a2. Les mêmes séquences se retrouvent sur le haut estran (Ph. 176, 177).

À l'est des éperons, commence l'Anse du Four à chaux, avec une falaise réduite et masquée par des amas de blocs (Ph. 181). Cependant, le contact Bajocien-Bathonien se poursuit sur l'estran (Ph. 182).

## 2. De l'Anse du Four à Chaux à Ragounite

L'Anse du Four à Chaux est ainsi nommée car on a installé un four à chaux en arrière de la dune pour exploiter le calcaire du Bathonien supérieur. Il ne reste rien de cette construction sans doute enfouie dans le sable. En revanche, l'estran a été quelque peu saccagé et est encore recouvert par un épandage de débris rocheux issus de l'exploitation. Initialement, cette anse était celle de la Belle Thérèse.

Après les pointes rocheuses du côté ouest de l'anse, la falaise part en direction nord-est. Pour cette raison et toujours du fait du pendage des couches, le Bathonien inférieur monte dans la falaise et disparaît au profit du Bajocien supérieur J2c. Le **J2c** arme alors tout l'estran supérieur

de l'anse où il est bien reconnaissable avec un calcaire blanchi en bancs épais à lits de spongiaires. Le Bathonien inférieur **J3a1** traverse tout l'estran à la faveur d'une marche formée par les bancs calcaires supérieurs, que recouvre la calcarénite du **J3a2** (Ph. 182, 183). En effet les lits marneux du J3a1 ont été creusés par l'érosion différentielle et affleurent sous la marche. C'est là où on récolte de grandes ammonites mais souvent très érodées comme *Procerites imitator* ou *schloenbachi*, *Procerozigzag* et autres ammonites non déterminées.

La bordure du côté oriental de l'anse prend une direction est-sud-est. Le J3a1 réapparaît en haut de la falaise. Il descend doucement pour arriver au pied de la falaise au niveau des premiers éperons rocheux qui ferment le côté oriental de l'anse (Ph. 183, 184). Il est alors surmonté par le J3a2 formant la falaise. L'âge Bathonien inférieur du bas de la falaise est établi par les ammonites comme indiqué ci-dessus. Cette fois-ci, les strates du J3a1 atteignent l'estran et se raccordent avec celles qui bordent le J2c du haut estran, ce qui ferme l'affleurement des calcaires à spongiaires du J2c. Le J2a1 disparaît alors sous la falaise. Le J2a2 prend tout son développement dans la falaise et sur l'estran avec son aspect caractéristique de calcarénite pisolithique

Six principaux éperons rocheux séparent l'Anse du Four à Chaux de l'Anse de Ragounite (Ph. 184). Ils sont constitués par la calcarénite J3a2. Des lits ferrugineux à amas de marcssite forment des niveaux repères continus, particulièrement un lit situé au premier tiers de la séquence carbonatée (Fig. 21, Ph. 185). De nouveau, la falaise repart en direction est-nord-est et donc les strates de base descendent doucement dans la série sédimentaire. Nous atteignons le J3a1, alors que la falaise s'abaisse puis disparaît sous la couverture du paléosol et de la dune du fond de l'Anse de Ragounite (Ph. 186). Le Bathonien basal est immédiatement reconnaissable avec son alternance de calcaires marneux et de marnes et, surtout, sa richesse en grandes ammonites (Ph. 187). Le contact supérieur du J3a1 avec la calcarénite J3a2 est, encore une fois, souligné par une marche. Il apparaît dans la petite falaise (Ph. 188). La pente de l'estran étant proche de celle des strates, ces bancs calcaires et marneux forment un large affleurement parsemé d'empreintes en creux de grandes ammonites. Ils reposent sur un calcaire à spongiaires en bancs épais caractéristiques du J2c (Ph. 189). Le niveau de base est un calcaire bréchi que à débris de spongiaires dans une matrice marneuse avec quelques empreintes de *Parkinsonia* et de *Procerites*. Il est surmonté par le « banc pourri » ou BP à lits décimétriques de calcaire marneux brun-jaune et de marne avec la faune classique de la zone à zigzag : *Morphoceras macrescens* et *pinguis*, *Zigzagiceras (Procerozigzag) crassizigzag*, *Procerites (Procerozigzag) pseudoprocerus*, *Procerites sp.*, *Prohcticoceras sp.*, caractérisant les deux sous-zones à *Parvum* et *Macrescens* de la zone à Zigzag (Ph. 190, Pl. 1). Deux à trois bancs de calcaire décimétriques à minces intercalations marneuses chapeaute le BP, avec sensiblement la même faune d'ammonites, mais sous forme de grandes coquilles érodées qui semblent avoir été accumulées par flottage. On retrouve donc la même succession que dans le site des éperons rocheux entre Saint-Nicolas et le Four à chaux. Le lever de ce secteur particulier de Ragounite est documenté sur la figure 26. La calcarénite J2a2 qui occupe l'ouest de l'Anse de Ragounite, estran et falaise, est pauvre en ammonites. Nous avons trouvé surtout *Oxycerites yeovilensis*, divers *Procerites*, *Cadomites linguiferus* (Pl. 1) et le microconque *Procerites (Siemiradzka) cf. aurigerus*.

En suivant vers l'est le lit à grandes ammonites du banc pourri *pro parte*, nous constatons sa disparition totale au bout d'une centaine de mètres. Mais alors, l'estran est recouvert par un épandage de blocs rocheux anguleux de toute taille, situé en face du talweg du fond de l'Anse de Ragounite. Toutefois, passé cet épandage, on ne retrouve rien de ce qu'on a vu du côté ouest. Remontant vers le haut de l'estran, nous marchons sur des calcaires à spongiaires qui ressemblent étonnement à ceux du J2c. Mais, poursuivant nos recherches vers l'Anse de Légère, nous constatons que ces calcaires à spongiaires sont immédiatement en dessous des calcaires à *Bullatimorphites bullatimorphus*, donc du sommet du Bathonien moyen (cf. infra). Ces



nouveaux calcaires à spongiaires seraient-ils alors du Bathonien moyen ? La réponse à la question vient de l'observation d'un important couloir de fracturation de près de 2 m de large (Ph. 191, 192) et orienté N 120°. Cette fracture, notée DRg, appartient au système de décrochements sénestres affectant les formations jurassiques sur le littoral et déjà vus dans l'Anse de Saint-Nicolas. D'après la largeur du couloir approchant 2 m, il s'agit d'un important décrochement. Un modèle graphique respectant les épaisseurs et pendages des terrains nous donne un décalage de l'ordre de 250 m (Fig. 27). C'est donc à la faveur de ce décrochement que le Bathonien moyen vient au contact du Bajocien supérieur.

Ainsi, le haut estran de Ragounite est bien constitué par les calcaires du **Bathonien moyen J3b**. Ce sont des calcaires blancs à spongiaires et *Cancellophycus*, assez riches en rognons de marcassite et alternant avec des lits de calcaire noduleux brun (Ph. 193, 194). Il est fatal de les confondre avec les calcaires du Bajocien supérieur si on ne trouve pas d'ammonites. Ce calcaire à spongiaires est recouvert par des petits bancs de calcaire brun noduleux alternant avec des lits marneux localement bréchiques qui constituent la petite falaise de Ragounite. Le contact est peu visible au bas de la falaise sous un talus de blocs (Ph. 193). Nous verrons ce calcaire brun tout le long de la falaise orientale de Ragounite où nous pourrions le dater du Bathonien supérieur.

Le haut estran de Ragounite est affecté par une structuration compressive modeste mais bien caractérisée. Les calcaires à spongiaires présentent une structure anticlinale surbaissée avec une fracturation axiale orientée N 100° (Ph. 195). De part et d'autre de cet axe, les flancs de l'anticlinal sont pentés de 10° à 15°. L'anticlinal s'amortit à l'ouest, mais devient plus bombé vers l'est, alors qu'il rejoint la falaise du côté oriental de l'Anse de Ragounite (Ph.196). À ce niveau, nous retrouvons au-dessus du calcaire à spongiaires le calcaire marneux gris-brun à texture noduleuse et bancs bréchiques alternant avec de minces lits marneux (Ph. 197). Le passage entre le calcaire à spongiaire et le calcaire marneux est rapide et se fait par un niveau à brèche de spongiaire. Dans ce calcaire marneux de la falaise nous avons trouvé *Epistrenoceras contrarium* (Ph. 198, Pl. 2), une espèce caractéristique de la zone à *Discus* du sommet du **Bathonien supérieur J3c**. Le Bathonien supérieur forme donc la falaise orientale de Ragounite jusqu'à un nouveau grand décrochement sénestre (DLg) qui, pour nous, marque le passage de l'Anse de Ragounite à l'Anse de Légère.

Vers le milieu de l'estran, les calcaires à spongiaires du Bathonien moyen sont recouverts par les calcaires du Bathonien supérieur qui occupent tout le bas estran, et, cela, jusqu'à Jard-sur-Mer. La limite est basée sur l'apparition des bancs marneux sur un banc bréchique.

### 3. De l'Anse de Légère à Madoreau et Jard-sur-Mer

À 130 m à l'ouest de la descente sur la plage de Légère, une importante fracture traverse obliquement la falaise. Cette fracture, pentée de 70° vers le nord et orientée N 110°, est encore un décrochement sénestre majeur noté DLg (Ph.199, 200, 201). Toujours en raison du pendage des strates vers le sud, la fracture met en contact, à l'ouest les calcaires du Bathonien supérieur, avec, à l'est, des calcaires marneux en petits bancs alternant avec des lits de marne très riches en ammonites (Ph. 202, 203). Les espèces déterminées donnent un âge **Callovien inférieur J4a** : *Bullatimorphites (Kheraicerias) bullatus*, *Homoeoplanulites (Parachoffatia) sp.*, *Indosphinctes sp.*, *Macrocephalites sp.* (Pl. 2). Les terebratules et *belemnopsis* (cf. *fusiformis*) sont abondants (Ph. 204). Ces bancs de la base du Callovien, épais de 2 m, reposent, au pied de la falaise, sur un calcaire noduleux blanc à minces lits marneux avec des pectens et des ammonites du **Bathonien supérieur** (*Homoeoplanulites sp.*, *Macrocephalites sp.*, *Oxycerites* cf. *oppei*, *Procerites sp.*). L'affleurement de Callovien fait à peine 200 m de large. Il disparaît à l'est en haut de la falaise, masqué par des enrochements.

En raison de la marée montante, les observations de l'AVG lors de la journée du 19 mai 2019 se sont arrêtées à cet affleurement du Callovien qui termine la série stratigraphique jurassique de l'ouest de Jard-sur-Mer. Mais les affleurements se développent encore sur un vaste estran et tout le long de la falaise jusqu'au port de Jard-sur-Mer.

Nous livrons ci-après le résultat de nos levés sur cette étendue de 1,5 km allant de la plage de Légère à celle du port de Jard-sur-Mer (Fig. 20). La stratigraphie se limite à la partie supérieure du Bathonien moyen et au Bathonien supérieur. Les affleurements sont contrôlés par une tectonique compressive.

### **Stratigraphie**

Sous le lambeau de Callovien, les calcaires et marnes du **Bathonien supérieur** couvrent le haut et bas estran, ainsi que toute la falaise qui va de Légère à Jard-sur-Mer avec une hauteur moyenne de 2 à 3 m (Ph. 205). Bien que souvent interrompue par des enrochements, la continuité stratigraphique nous paraît assez claire. Ainsi la petite falaise de la plage de Gagreneaux, immédiatement à l'ouest du port de Jard-sur-mer, montre diverses ammonites des genres *Bullatimorphites sp.*, *Homoeoplanulites sp.*, *Oxycerites sp.*, *Perisphinctes sp.* et *Prevalia sp.*. Nous avons recherché en vain les bancs du Callovien en haut de la falaise et au bas de l'estran, où ils pourraient se trouver.

Cependant, le haut estran est fortement perturbé par une intense fracturation transcurrente et une déformation compressive ayant produit des dômes anticlinaux surbaissés de même nature que celui que nous avons vu en haut de la plage de Ragounite (Ph. 195, 196). Ces bombements font apparaître des bandes de calcaire à spongiaires du **Bathonien moyen** sur tout le haut estran (Ph. 206) et pouvant aller jusqu'au pied de la falaise (Ph. 205). Dans les strates supérieures de ce calcaire, nous avons récolté *Bullatimorphites bullatimorphus* qui définit une sous-zone au sommet du Bathonien moyen (Ph. 206). Les petits bancs de calcaire et de marnes du **Bathonien supérieur** affleurent de part et d'autre des bandes de calcaire à spongiaires, et également en lambeaux de couverture (Ph. 207). La base du premier banc est constituée par une brèche de spongiaires (Ph. 208). Elle affleure autour des dômes des calcaires à spongiaires et par-dessus, en lambeaux disséminés. Les bancs supérieurs occupent le bas estran, les lits marneux formant des plages bordées par les marches des lits calcaires. Les plages présentent de nombreuses empreintes d'ammonites, souvent de grande taille (Ph. 209, 210). Les individus apparaissent aux pieds des marches, mais souvent très érodés et difficilement déterminables (Ph. 211, 212, 213, 214). Nous reconnaissons toutefois *Bullatimorphites hannoveranus*, *Choffatia cf. homoeomorpha*, *Homoeoplanulites (Parachoffatia) arisphinctoides*, *Homoeoplanulites (Parachoffatia) subbackerriae*, *Indosphinctes sp.* et *Procerites cf. subcongener* (Pl. 2). Ces espèces se rapportent aux différentes zones du Bathonien supérieur dont, particulièrement, la sous-zone à *Hannoveranus* que nous suivons sur une bonne partie du moyen estran en face de la descente sur la plage de Madoreau. Ces ammonites sont associées à une faune variée et abondante de *Belemnopsis*, térébratules, *Pleurotomaria* et bivalves.

### **Déformation**

Tout le haut estran est traversé par de grands décrochements N 110° dans le prolongement du décrochement de Légère, avec un pendage vertical qui bascule parfois vers le sud. La structure se complique à Madoreau. En face de l'accès à la plage, un second décrochement sénestre traverse le haut estran en direction N 110°, décalé de 50 m du décrochement de Légère (Ph. 215). C'est le décrochement de Madoreau DMd (Fig. 20). Cette fracture joue le rôle de plan axial d'une gouttière anticlinale (Ph. 216, 217). De part et d'autre, les strates sont

déformées et pentées, au nord-est, de 10° vers le nord, et, au sud-ouest, de 10° vers le sud. Des petites ondulations anticlinales apparaissent également dans la falaise plus au sud-est. Le décrochement de Madoreau DMD se termine en un réseau de fissures sigmoïdes qui définit les directions d'extension de compression du système transcurrent de décrochement sénestre (Ph. 218, Fig. 20). La même déformation se produit le long du décrochement de Légère, à 50 m au sud avec un autre anticlinal surbaissé. Cette seconde gouttière anticlinale est même un peu plus bombée avec des pendages des flancs de 15 à 20° (Ph. 219).

## Interprétation – Stratigraphie et Paléogéographie La Vendée littorale au Jurassique

Les observations géologiques de l'AVG sur les formations du Jurassique de la Vendée littorale vont de l'Anse de Saint-Jean-d'Orbestier, au sud des Sables-d'Olonne, à l'Anse de Légère, à l'ouest de Jard-sur-Mer. Elles concernent les terrains allant de l'Hettangien au Callovien. Nous avons situé ces formations dans le contexte paléogéographique de l'ouest-européen (Fig. 2). Il convient d'en définir les caractéristiques régionales au moment et à l'issue de la transgression marine sur la Vendée littorale.

**Hettangien** (201,3 – 199,3 Ma) – La Vendée littorale est célèbre par sa plage aux dinosaures dans l'Anse du Veillon, à l'est de Bourgenay. C'est un site exceptionnel qui remonte au tout début du Jurassique. Nous avons admiré les multiples empreintes et pistes des *Eubrontes* et *Grallators*. Les autres espèces de traces sont rares (Fig. 16). Nous avons reconnu l'environnement littoral par la superposition stratigraphique de sables et d'argiles correspondant à un vaste estuaire marécageux (Fig. 12). Les mêmes genres d'empreintes se trouvent sur toutes les strates des séquences argilo-gréseuses, ce qui montre que cette sédimentation détritique s'est faite sur une brève période que les calcaires supérieurs permettent de dater de l'Hettangien.

Puis l'estuaire s'est transformé en lagune avec l'arrivée de la mer, d'abord épisodique, puis permanente avec des dépôts carbonatés, comme le montre la cartographie géologique levée à cette occasion (Fig. 9, 10). La sédimentation évolue des calcaires gréseux à des calcaires micritiques renfermant une faune de mollusques de petite taille et en nombre réduit d'espèces. C'est l'indication d'un milieu anoxique à dysoxique, c'est-à-dire aux eaux pauvres en oxygène. Puis apparaissent des bancs à stromatolithes, aussi caractéristiques d'un environnement lagunaire en zone supra- à médio-littorale avec rides de plage et terriers en U. Enfin se déposent des calcaires ferrugineux en plaquettes, autre information d'un milieu réducteur favorisant le transport de fer qui est soluble à l'état ferreux. Toutes ces caractéristiques sédimentologiques indiquent un milieu tidal sous climat aride à tropical avec forte évaporation et apports ferriques depuis un continent latéritisé.

Nous retrouvons la sédimentation de l'Hettangien à l'ouest de l'Anse de Saint-Nicolas (Fig. 18). C'est un calcaire marin à pellets qui repose sur une couche d'argile. Nous avons vu la même succession au nord-ouest des affleurements du Jurassique, à Saint-Jean-d'Orbestier et à Cayola, mais dans ces sites la silicification intense rend délicates les distinctions lithologiques. Entre la lagune du Veillon et le bassin marin de Saint-Nicolas, nous trouvons un empilement de grès sur la surface de la discordance de toute la pointe du Payré. Cette sédimentation est contemporaine de la sédimentation lagunaire de l'Hettangien du Veillon. Elle est scellée par les bancs carbonatés de la transgression marine. C'est une accumulation de sable éolien reposant sur une altérite continentale pré- ou syn-hettangienne. La nature ferrallitique de cette altérite est

en accord avec les caractéristiques des sédiments lagunaires impliquant des conditions climatiques arides à sub-tropicales.

Nous interprétons ces grès comme les témoins d'un cordon dunaire séparant la lagune du Veillon du domaine marin, précisant ainsi la paléogéographie de la marge vendéenne à l'Hettangien.

A l'échelle régionale, la base de l'Hettangien est caractérisée par une sédimentation détritique grossière au débouché des vallées alluviales (grès de l'Hermenault) et dans les estuaires marécageux (premières séquences du Veillon). Les graviers et sables provenant de l'arrière-pays granitique recouvrent la végétation marécageuse qui disparaît. Nous ne voyons pas de dépôt généralisé d'un conglomérat de base transgressif. C'est donc un événement tectonique qui est responsable de l'arrivée de matériaux détritiques par une reprise de l'érosion continentale. Toutefois, la mer s'avance sur un continent pénéplané portant l'empreinte d'une latéritisation. C'est donc que le climat se réchauffe tandis que le niveau de la mer monte. L'ennoyage de la marge continentale crée des bassins confinés ou lagunes, particulièrement si un cordon dunaire s'édifie le long du littoral en barrant les vallées. C'est sans doute ce qui s'est produit au Veillon.

**Sinémurien** (199,3 – 190,8 Ma) – Aucun fossile du Sinémurien ne permet de caractériser cet étage. Cependant, entre les dernières strates de l'Hettangien et les premières strates de la base du Pliensbachien datées par *Uptonia jamesoni* dans l'estuaire du Payré et à Saint-Nicolas, s'intercale un lit d'argile de 30 à 40 cm d'épaisseur, des petits bancs mal stratifiés de calcaire et un calcaire à débris d'arénite indiquant un retrait marin et des apports continentaux (Fig. 14).

À l'échelle régionale, la régression du Sinémurien inférieur et généralement constatée. Elle correspond au niveau d'argile. La transgression du Sinémurien supérieur signalée dans les Deux-Sèvres aurait eu un faible écot en Vendée littorale.

**Pliensbachien** (190,8 – 182,7 Ma) – Le Pliensbachien débute avec une franche transgression par montée du niveau marin, sans doute sous l'effet du réchauffement amorcé au Sinémurien. La lagune du Veillon est submergée, comme le montrent les dépôts des bancs calcaires de l'embouchure du Payré. La sédimentation carbonatée du littoral vendéen est en accord avec ce contexte climatique, au Pliensbachien inférieur (Carixien et Domérien inférieur). Le Pliensbachien inférieur est une séquence peu épaisse de calcaires néritiques et/ou oolithiques en petits bancs alternant avec des lits marneux. Il traduit un environnement marin peu profond et agité.

Mais, au Domérien supérieur, nous notons un accroissement de la composante argileuse dans la sédimentation marno-calcaire et, surtout, la présence croissante de débris charbonneux. Il est clair que la couverture végétale de la marge continentale se dégrade et que l'érosion des sols s'accroît. Quelques lumachelles à *Pseudopeecten* indiquent un milieu peu profond. Puis, le Domérien se termine sur une régression avec une discontinuité sédimentaire soulignée par un banc durci creusé de terriers.

À l'échelle globale, le Domérien supérieur enregistre un refroidissement climatique et une baisse du niveau marin par glacio-eustatisme. Beaucoup d'auteurs attribuent ce refroidissement à une forte activité volcanique qui se produit dans les provinces du Karoo et du Ferrar, en Afrique du Sud et en Amérique du Sud (l'Atlantique n'existe pas à cette période du Jurassique). Les récentes datations précises de l'activité volcanique intense de la Province du Karoo la situent vers 183 Ma et celle de la Province de Ferrar entre 183 et 182,5 Ma (Burgess *et al.*, 2015). Or, la transition Pliensbachien-Toarcien est précisément datée à 182,7 Ma (GSA Geological Time Scale, 2018). On constate donc, que le refroidissement a commencé bien avant le démarrage de l'activité volcanique et doit se rapporter à des causes globales et astronomiques. Par ailleurs, les sédiments de la base du Toarcien sont caractérisés par une forte anomalie



négative du delta du  $^{13}\text{C}$  (Ikeda *et al.*, 2018). Cette anomalie s'explique par l'apport massif de  $^{12}\text{C}$  du volcanisme qui modifie les conditions de la méthanogenèse et la stabilité des hydrates de carbone dans les sédiments marins. Elle va initier les conditions de l'anoxie des fonds océaniques et la sédimentation des marnes noires. Elle est suivie par un réchauffement climatique, ce qui veut dire que, en l'occurrence, le volcanisme est à l'origine d'un réchauffement et que son effet de refroidissement n'a été que passager.

**Toarcien** (182,7 – 174,1 Ma) – Le Toarcien commence par un réchauffement qui explique une nouvelle transgression par montée des eaux. Le Toarcien est une longue période (8,6 Ma). Il est globalement caractérisé par une épaisse sédimentation de marnes noires riches en matière organique. Le Toarcien vendéen en est un parfait exemple. Il est, en particulier, riche en débris carbonneux. C'est une information que l'on peut encore constater dans ce qui reste des affleurements de l'Anse de Saint-Nicolas.

Malgré des conditions climatiques favorables le domaine continental subit une destruction de sa couverture végétale et une forte dégradation des sols, ce que des activités tectoniques peuvent expliquer, tout comme l'approfondissement du bassin marin. L'apport dans le bassin d'argile et d'une grande quantité de matière organique est responsable d'une anoxie du fond océanique. Une perturbation du cycle du carbone génère un effet de serre et un réchauffement climatique, avec fonte des glaces et montée du niveau marin. Toutefois ces actions ne changent pas les apports de nutriments et ne devaient pas trop gêner les animaux pélagiques comme les ammonites.

Les conditions climatiques ont varié au cours du Toarcien, selon les marqueurs isotopiques, avec un relatif refroidissement et une petite régression au Toarcien moyen phénomène qui se reproduit à la fin du Toarcien.

**Aalénien** (174,1 – 170,3 Ma) – L'Aalénien est dans la continuité du Toarcien. Il s'en distingue par un petit niveau bréchi que indiquant un épisode régressif qui n'est pas plus important que d'autres produits au cours du Toarcien. Vient ensuite une alternance de marnes et de calcaires en bancs plus épais qu'au Toarcien indiquant une réduction des apports continentaux.

**Bajocien** (170,3 – 168,3 Ma) – Le Bajocien marque un changement décisif dans l'environnement bioclimatique avec la disparition de l'anoxie des fonds océaniques et donc des lits marneux sombres. L'activité tectonique se réduit. Les bassins marins se comblent et deviennent moins profonds, ce qui permet leur oxygénation. Le domaine continental se recouvre de végétation et l'érosion des sols s'atténue.

Une plate-forme carbonatée s'installe au Bajocien inférieur en milieu peu profond. La sédimentation de calcaire micritique est souvent interrompue avec des niveaux remaniés et des galets phosphatés et une abondance relative de spongiaires. Ce sont les caractéristiques d'un milieu soumis à de fréquentes variations eustatiques. Puis une barrière de corail semble se construire au Bajocien moyen en marge de la plate-forme. En effet, la sédimentation carbonatée passe à une biocalcarénite faite d'une accumulation de débris coralliens colonisés par des grands spongiaires, bryozoaires et algues calcaires occupant tout le sud de l'Anse de Saint-Nicolas. Enfin au Bajocien supérieur, une accumulation de spongiaires recouvre la plate-forme littorale au Bajocien supérieur, traduisant un haut niveau marin.

**Bathonien** (168,3 – 166,1 Ma) – Au début du Bathonien, la formation d'une brèche de spongiaires résulte d'une régression marine. Une première séquence marno-carbonatée transgressive peu nourrie se dépose en milieu littoral. Elle est surmontée par le « Banc pourri » qui remanie une série condensée à accumulation de débris coquilliers dont, particulièrement, de

grandes ammonites flottées. La sédimentation se poursuit avec une calcarénite biodétritique assez semblable à celle du Bajocien. Des petites intercalations marneuses ou ferrugineuses indiquent des oscillations du niveau marin probablement de nature eustatique. Puis, au Bathonien moyen, les spongiaires recouvrent la plate-forme littorale qui s'approfondit. Ces spongiaires sont ensuite remaniés lors de la régression de la fin du Bathonien moyen. La brèche de spongiaires est recouverte, au Bathonien supérieur, par une nouvelle sédimentation carbonatée néritique soumise à des variations de profondeur marquées par l'alternance de bancs à laminites et de niveaux bréchiqes. Toutefois, les épisodes d'approfondissement favorisent le peuplement des organismes pélagiques comme les ammonites. En revanche, les sédiments moins profonds sont caractérisés par des pectinidés.

*Callovien* (166,1 – 163,5 Ma) – Le Callovien débute par un niveau bréchiqes assez modeste résultant d'un remaniement en contexte régressif. Puis, le Callovien inférieur est une séquence marno-carbonatée plutôt calme en milieu de moyenne profondeur.

## Références

Bécaud M (2007). Nouveau gisement à traces de pas de vertébrés dans le Jurassique inférieur de Vendée littorale (France) Discussion sur l'âge des assises qui les contiennent. *Le Naturaliste Vendéen* 7, 27-32.

Branger P (2009). Buffevent (Deux-Sèvres), une nouvelle coupe de référence pour la base du Callovien. *Nature entre Deux-Sèvres* 2, 52-58.

Burgess S D, Bowring S A, Fleming T H, Elliot D H (2015). High-precision geochronology links the Ferrar large igneous province with early-Jurassic Ocean anoxia and biotic crisis. *Earth Planet. Sc. Lett.* 415, 90-99.

Cossmann M (1903). Note sur l'Infralias de la Vendée et des Deux-Sèvres (suite). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 3 (4), 497-545.

Fauré Ph, Bohain P (2017). Les ammonites du Pliensbachien inférieur de la Vendée méridionale (France). Étude taxonomique. Implications stratigraphiques et paléogéographiques. *Strata sér. 2*, 54, 147 p.

Gabilly J (1964). Le Jurassique inférieur et moyen sur le littoral vendéen. *Travaux de l'Institut de Géologie et d'Anthropologie Préhistorique de la Faculté des Sciences de Poitiers* 5, 65-107.

Gand G, Demathieu G, Montenat C (2007). Les traces de pas d'amphibiens, de dinosaures et autres reptiles du Mésozoïque français : inventaire et interprétations. *Palaeovertebrata* 1-4, 1-149.

Ikeda M, Hori R S, Ikehara M, Miyashita R, Chino M, Yamada K (2018). Carbon cycle dynamics linked with Karoo-Ferrar volcanism and astronomical cycles during Pliensbachian-Toarcian (Early Jurassic). *Global and Planetary Changes* 170, 1-9.

Lapparent (de) A F, Montenat C (1967). Les empreintes de pas de reptiles de l'Infralias du Veillon (Vendée). *Mém. Soc. Géol. Fr. NS* 46 (2), mém. 107, p. 1-44.

Montenat C, Bessonnat G (2003). L'ichnofaune reptilienne hettangienne du Veillon (Vendée, France). *Le Naturaliste Vendéen* 3, 41-46.

Thévenard F, Deschamps S, Guignard G, Gomez B (2003). Les plantes fossiles du gisement hettangien de Talmont-Saint-Hilaire (Vendée-France). *Le Naturaliste Vendéen* 3, 69-87.

Welsch J (1903). Etude des terrains du Poitou dans le détroit poitevin et sur les bords du massif ancien de la Gâtine. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 3 (4), 797-1026.

## *Annexe 1. La question de la silicification du Lias Inférieur en Vendée littorale*

Les formations calcaires de la transgression du Jurassique allant de Saint-Nicolas-sur-Jard vers le sud des Sables-d'Olonne sont abondamment silicifiées le long de certaines failles (Fig. 3). Ces failles résultent d'une extension intra-continentale créant des golfes marins sur la marge de la pangée permienne. Ce sont, du nord-ouest au sud-est, les failles de St-Jean d'Orbestier, Cayola, La Salle-Roy, la Mine des Sarts, Bourgenay, et St-Nicolas. La silicification affecte les formations de la base de l'Hettangien au sommet du Pliensbachien au Lias inférieur, mais de façon inégale en s'arrêtant parfois au Domérien inférieur (milieu du Pliensbachien). Elle n'affecte pas le Toarcien. On peut la dater entre 190 et 185 Ma. En outre, seuls quelques compartiments faillés sont affectés par cette silicification qui se concentre sur les formations carbonatées, les bancs argileux restant intacts. Ainsi le large compartiment allant du sud-est de Bourgenay au Veillon et la pointe du Payré est totalement indemne de toute silicification.

La silicification est d'origine structurale et hydrothermale. Elle résulte de la montée de fluides siliceux le long de certaines failles normales. Ces fluides, de l'eau chaude à haute température chargée de silice et autres sels et de gaz dissous, arrivent dans le fond du bassin marin en extension. Ils imprègnent les sédiments. La silice prend la place des carbonates qui partent en solution dans les eaux marines par dissociation du CO<sub>2</sub>. Le remplacement s'effectue molécule par molécule.

D'où provient cette eau chaude ? L'eau qui tombe du ciel s'infiltré dans la terre et forme des nappes aquifères jusqu'à une profondeur de l'ordre du millier de mètres. Au-delà, la compression exercée par la masse rocheuse ferme les pores et soude les fractures. Mais si une contrainte extensive s'exerce sur les strates de l'écorce supérieure qui demeurent cassantes, avec l'ouverture de fissures l'eau va descendre. Or la température augmente avec la profondeur. C'est le gradient géothermique de l'ordre de 30°C du kilomètre. L'eau va atteindre son point d'ébullition et même le dépasser largement. Comme dans une bouilloire où la vapeur traverse l'eau en bouillonnant, la vapeur remonte vers la surface en suivant le même chemin que l'eau a pris pour descendre. Or à haute température et pression (par exemple 200°C vers 3 km de profondeur en tenant compte de l'apport de chaleur du flux thermique) la vapeur d'eau a un énorme pouvoir de dissolution. N'importe quel matériau est dissous en grande quantité. Un bloc de granite est dissous comme un sucre dans une tasse de thé.

Sur le littoral vendéen, la mer jurassique s'avance sur la bordure du bassin de La Roche-sur-Yon formé de sédiments cambro-dévonien plissés et métamorphisés au Carbonifère. Le bassin repose sur des formations granitiques et métamorphiques du Néoprotérozoïque au Cambrien inférieur formant l'écorce supérieure à l'issue de l'orogénèse cadomienne, formations que l'on peut voir à La Chaume, Noirmoutier et l'île d'Yeu. C'est ce substratum rocheux qui est affecté par l'extension lithosphérique globale inaugurant le cycle alpin au début du Jurassique, et donc l'ouverture des fractures atteintes par la vapeur d'eau. Les granites encaissants sont composés de 70% de silice, les grès en renferment jusqu'à 80%. C'est donc la silice qui sera le principal constituant mis en solution et transporté vers la surface par la mise en place du circuit hydrothermal.

Et voilà comment l'extension continentale associée à un réchauffement climatique et une transgression marine va générer des couloirs de silicification sur les marges fracturées des bassins marins du Lias inférieur du littoral actuel de Vendée. L'hydrothermalisme ne va pas s'arrêter à ce stade. De nouvelles fractures en transtension vont se créer et drainer des fluides de plus grandes profondeurs. Mais c'est une autre histoire...

## ***Annexe 2. Les minéralisations du Lias inférieur en Vendée littorale et sur le seuil du Poitou en bordure du Bassin d'Aquitaine***

Lors des sorties de l'AVG sur le Jurassique de la Vendée littorale, le 7 avril et le 19 mai 2019, nous avons été confrontés à d'importantes minéralisations sulfurées liées aux événements tectoniques qui ont accompagné la transgression marine et la sédimentation du Lias.

Deux principaux sites sont localisés (1) dans l'Anse de Saint-Nicolas-sur-Jard et (2) dans l'Anse du Couten ou des Sarts à l'ouest de Bourgenay (Fig. 3).

Le premier site est largement décrit dans le rapport de l'AVG. Il est localisé le long de la falaise du Payré et sur l'estran de Saint-Nicolas, du côté ouest de ce qu'il est convenu d'appeler la plage de la Mine. Le second site est plus limité dans la petite falaise silicifiée du côté est de l'Anse des Sarts. Il présente les mêmes caractères métallogéniques et structuraux et résulte des mêmes processus génétiques.

Quelques autres indices métallogéniques très limités à barytine et galène sont connus en Vendée dans les mêmes niveaux transgressifs silicifiés du Lias inférieur, notamment au nord et nord-est de Fontenay, comme à l'Hermenault dans les grès et conglomérats de l'Hettangien, et au Mazeau, dans une silixite ferrugineuse d'un niveau supérieur.

Les strates sédimentaires de la base du Jurassique placées au-dessus de la discordance ont subi une double transformation par silicification et minéralisation. Ces transformations sont épigénétiques, c'est-à-dire qu'elles impliquent des apports et des départs d'éléments chimiques et de constituants minéraux. La silicification a été traitée dans l'annexe 1. La minéralisation est le fait de sulfures métalliques qui précipitent dans une gangue de silice et de sulfate de baryum, selon une imprégnation qui s'est propagée sur le plan de la discordance. Cette minéralisation stratiforme a été alimentée par des filons orientés N 60° à N 80° traversant le socle, mais également les couches du Pliensbachien inférieur. Elle est le fruit d'un hydrothermalisme sulfuré et sulfaté qui prend le relais de l'hydrothermalisme siliceux à une température un peu plus élevée (200°C - 300°C).

De telles minéralisations hydrothermales à sulfures métalliques sont connues dans les formations du Jurassique inférieur de la bordure du bassin d'Aquitaine et du seuil du Poitou. Les plus importantes sont celles des mines d'argent des Rois Francs de Melle, au sud-est de Niort (Deux-Sèvres).

La minéralisation de Melle est dominée par la galène avec, accessoirement de la pyrite, blende et chalcopirite dans une gangue de cérusite, pyromorphite, calamine et barytine. Elle se présente en filonnets, géodes et petits amas d'imprégnation dans des bancs calcaires gréseux partiellement silicifiés. Ces bancs calcaires sont du Pliensbachien reposant sur le calcaire de l'Hettangien de la transgression du Jurassique. La minéralisation de galène en filonnets sub-horizontaux est principalement dans le Domérien, partie supérieure du Pliensbachien. Comme en Vendée littorale, les fluides hydrothermaux siliceux et sulfurés ont emprunté des fractures du socle pour venir précipiter dans une matrice carbonatée. Le calcaire du Pliensbachien est surmonté par les marnes du Toarcien qui n'ont pas été affectée par la minéralisation. Cette minéralisation semble est donc contemporaine de celle de Vendée et elle en est très similaire.

Deux autres sites minéralisés de même nature ont été exploités dans le même contexte : Alloue, au sud-est de Melle dans la Charente, et Sanxay, au nord-est de Melle dans la Vienne. Ils offrent le même type de minéralisation, également sur la bordure du bassin aquitain. Ce sont aussi des imprégnations sulfurées de calcaires silicifiés de l'Hettangien-Pliensbachien de la base de la transgression sur le substratum cristallin. Des indices plus limités sont observés à la Mothe-Saint-Heray au nord-est de Melle, dans le calcaire silicifié de la discordance. Citons



également Cherveux (nord-est de Niort, calcaire caillebotine, galène), Thorigné (est de Niort, carrière de Beausoleil, Domérien, fluorine jaune et barytine) et Beaussais près Thorigné (galène, barytine, fluorine).

Donc la phase majeure de minéralisation sulfurée affecte l'Hettangien mais semble s'être produite au Pliensbachien.

Toutefois, dans le Lias puis le Dogger calcaire, les épisodes d'hydrothermalisme sulfuré et fluoré ne sont pas rares. En Vendée, autour de Fontenay comme à Fontaine, ainsi qu'à Chantonay, les bancs calcaires du Jurassique moyen renferment des mouches et des filonnets de galène. Il en est de même, avec parfois de la fluorine, dans les Deux-Sèvres, aux environs d'Ardin, Coulonges-sur-l'Autise, Champdeniers et Saint-Maixent.

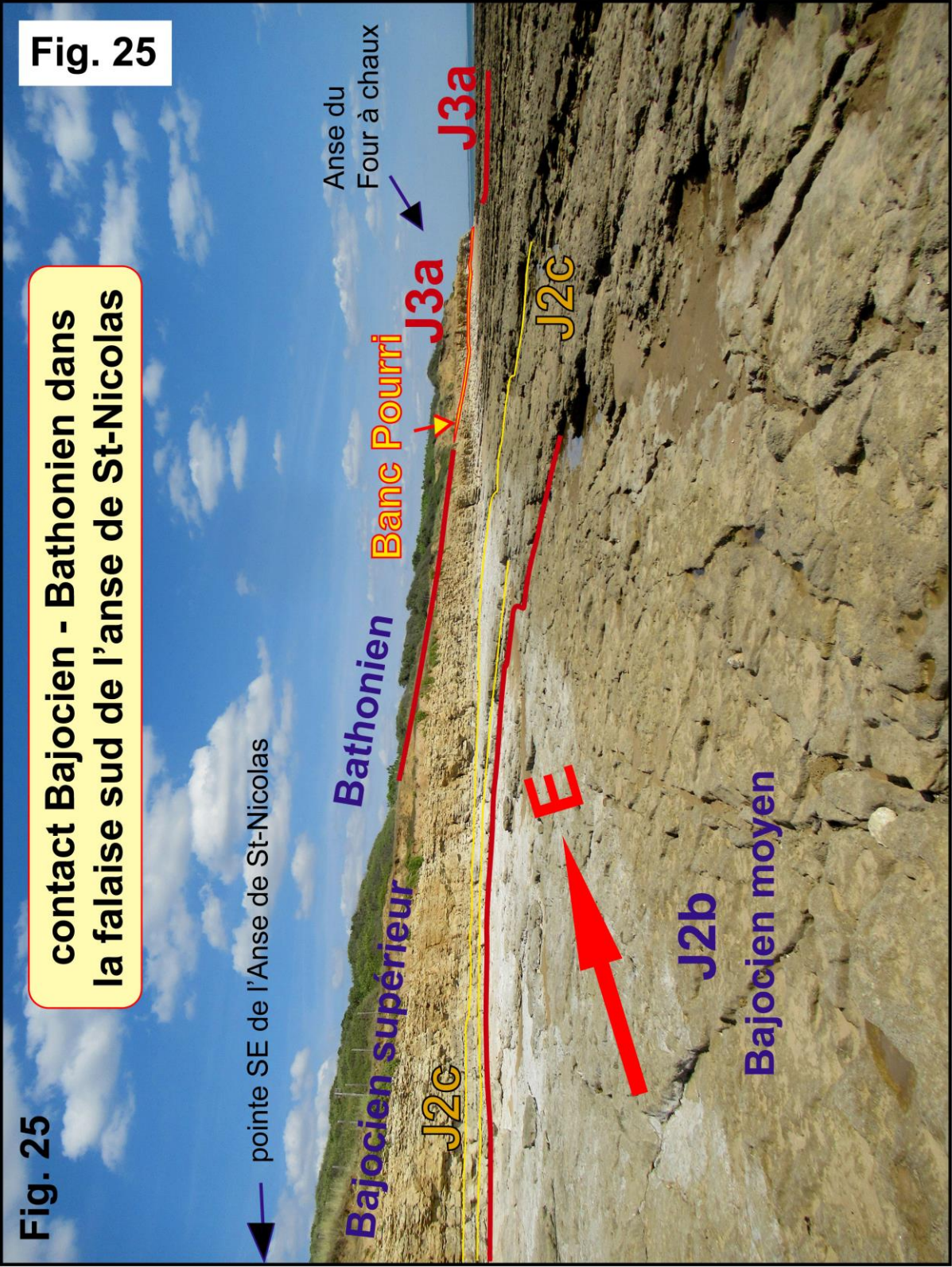
Des minéralisations similaires existent aussi en Dordogne (Thiviers, Nontron, Saint-Martin-du-Pin) et dans l'Indre (Dreize). Dans tous les cas, l'hydrothermalisme se localise sur la bordure tectonisée des bassins du pourtour du Massif Central ou sur les hauts fonds du détroit poitevin recouverts par des dépôts très peu épais du Jurassique inférieur à moyen.

Sur le flanc sud du Seuil du Poitou, les minéralisations sulfurées se disposent à l'aplomb des failles NW-SE qui contrôlent la bordure du Bassin d'Aquitaine. Les plus importantes, Melle et Alloué sont axées sur deux structures en horst, respectivement, le dôme de Melle et le horst de Montalembert. Les mêmes failles, en prenant une direction WNW-ESE, longent le bord sud du Massif Armoricaïn et contrôlent la formation des petits grabens jurassiques de Vendée. Ainsi, les minéralisations de la Vendée littorale font partie d'une province métallogénique liée à la géodynamique globale qui va conduire à l'ouverture de la Téthys et à l'extension de l'océan alpin.

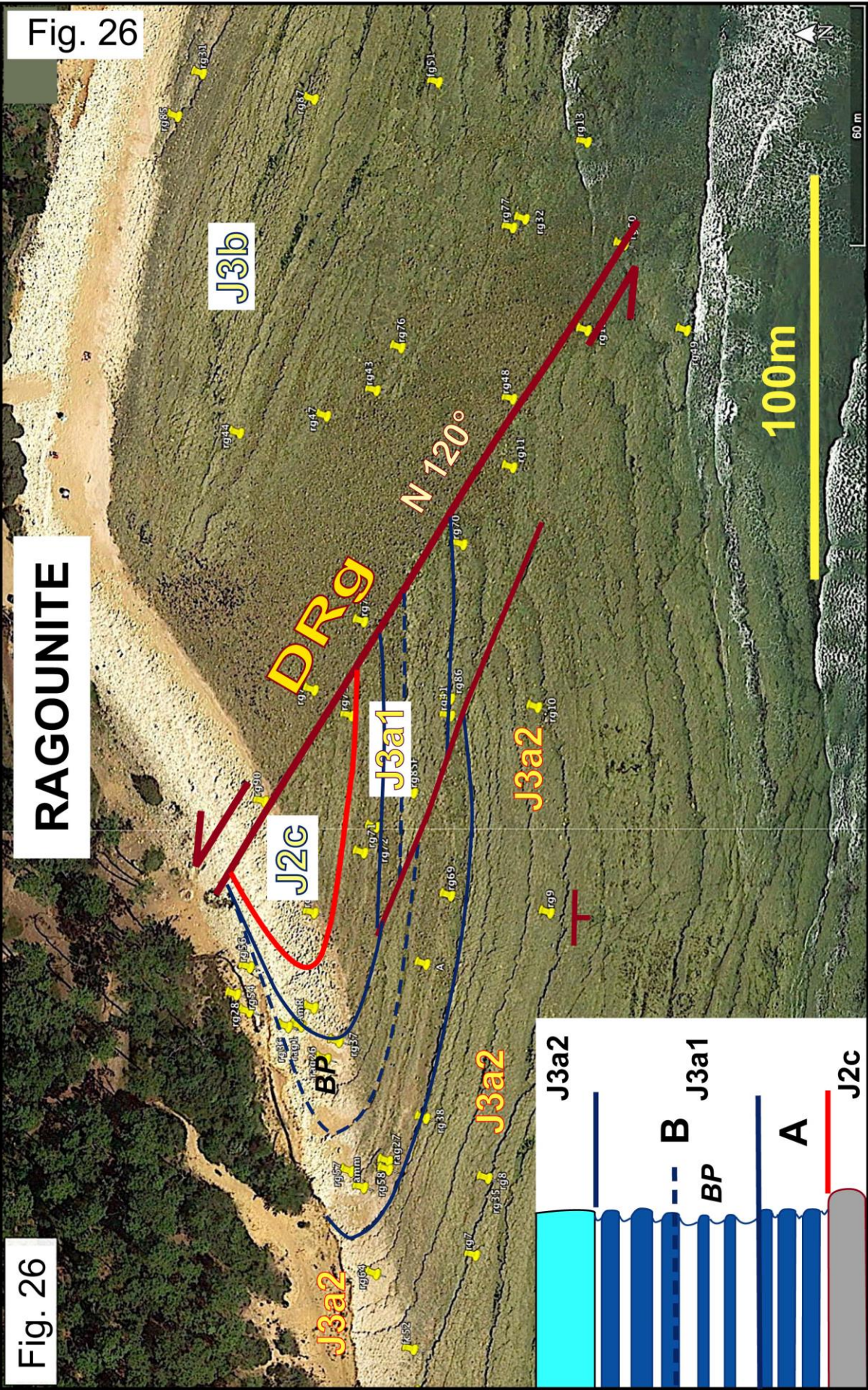
André Pouclet, novembre 2019

Fig. 25

contact Bajocien - Bathonien dans  
la falaise sud de l'anse de St-Nicolas





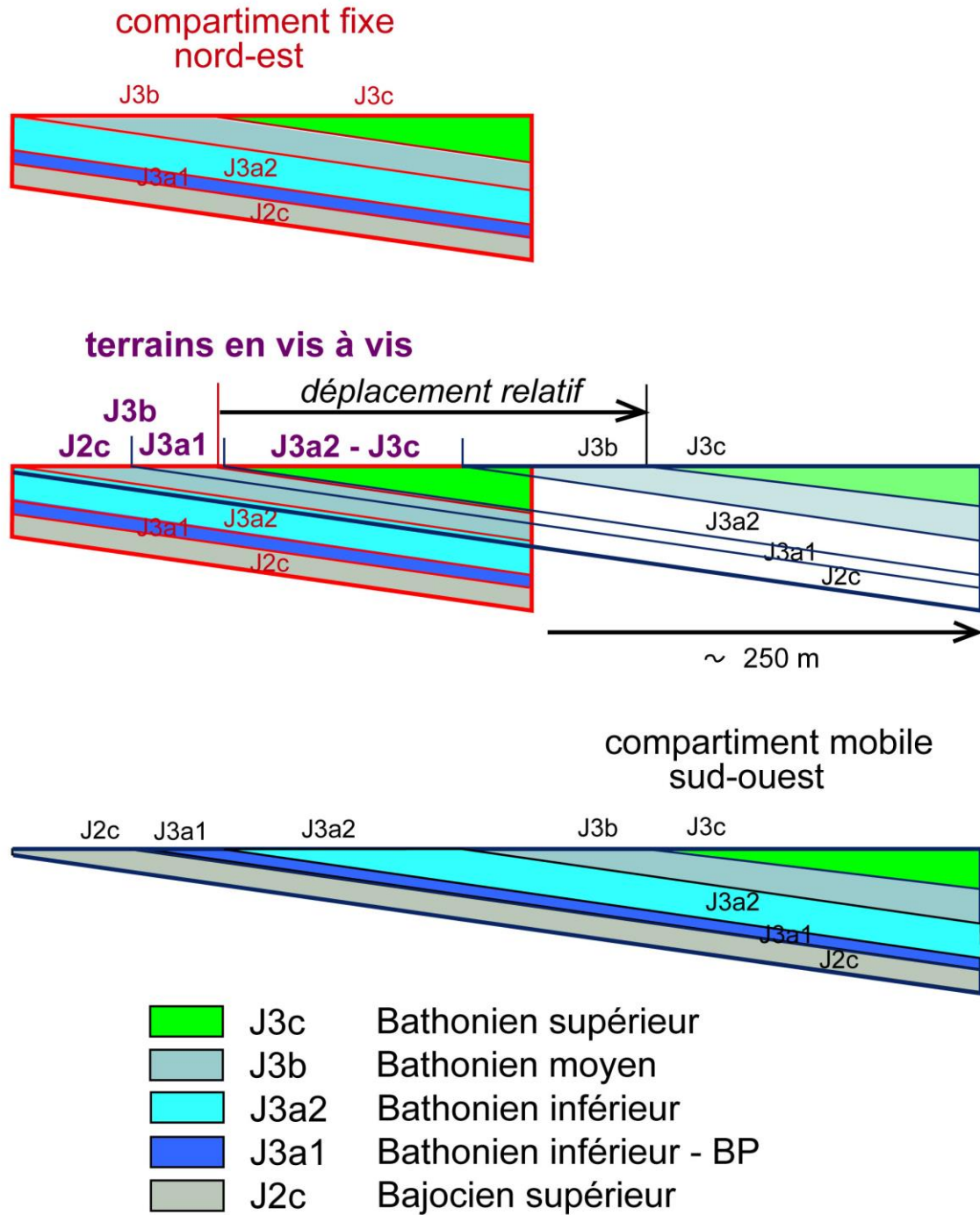


**Fig. 26**



Fig. 27

## Décrochement de Ragounite N 120° sénestre









Ph. 153

Anse de Saint-Nicolas-sur-Jard

J2b

DSn

L4-J1

estran sud de la plage de la Mine

Ph. 154

ammonite de L4-J1

*Hammatoceras sp.*



Ph. 155

Anse de Saint-Nicolas-sur-Jard  
estran sud de la plage de la Mine



bois fossile dans le Toarcien

Ph. 156

estran sud de la plage de la Mine

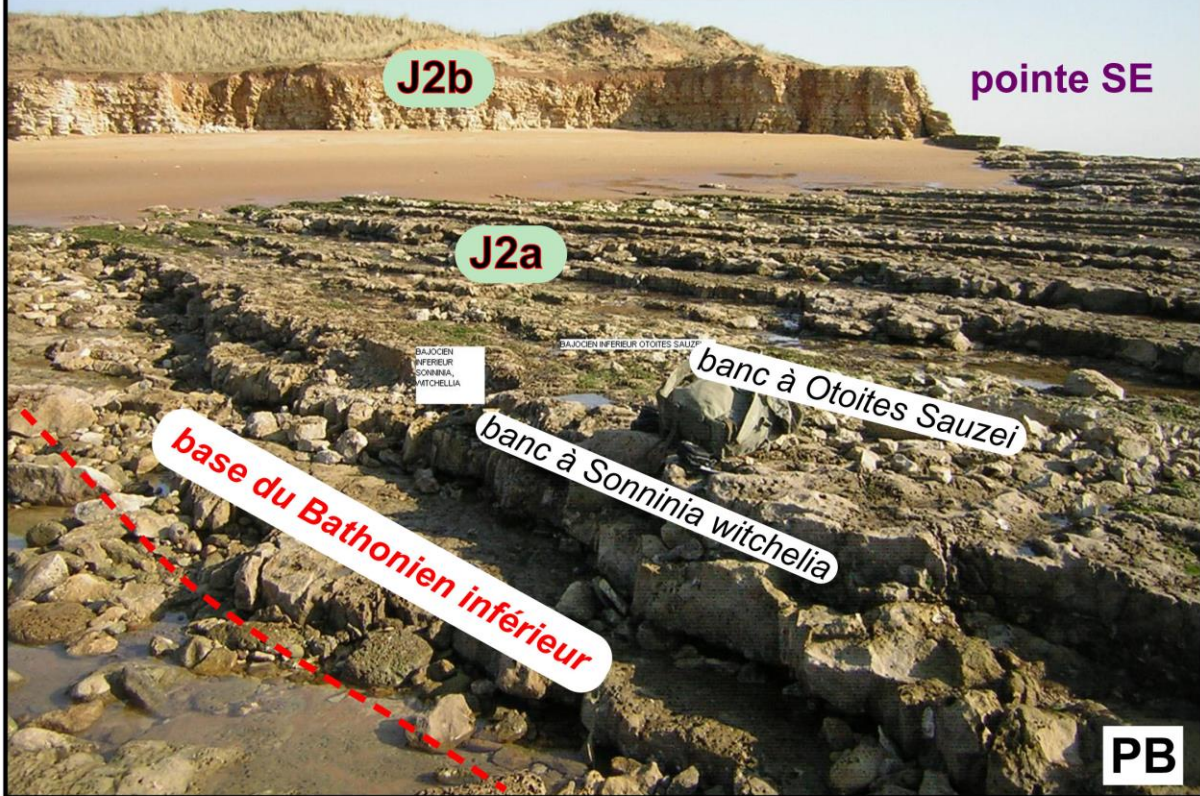


pointe SE



Ph. 157

estran sud de la plage de la Mine



Ph. 158

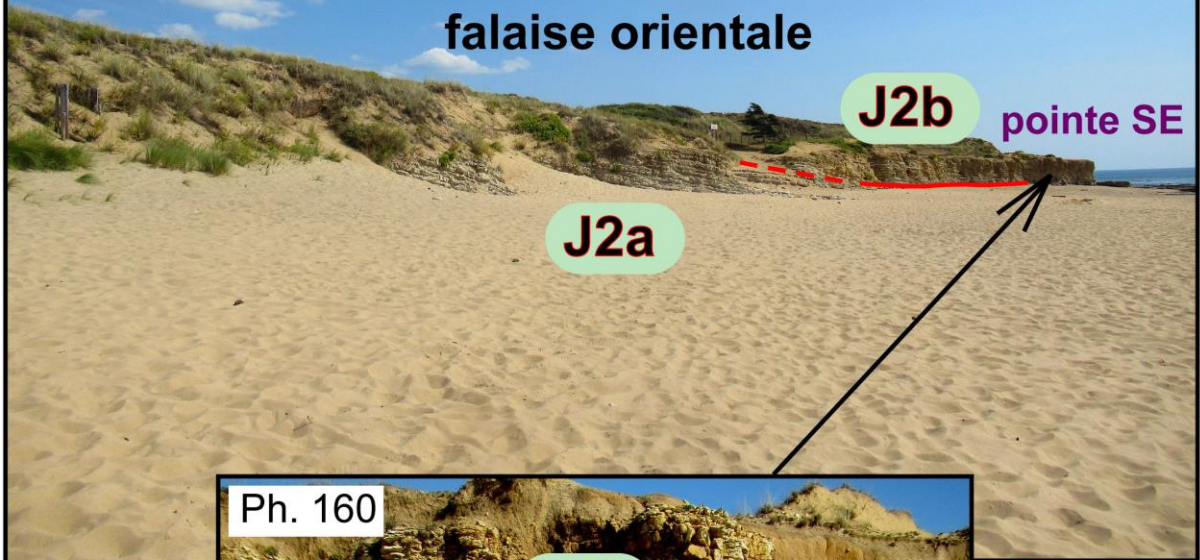
falaise orientale





Ph. 159

## Anse de Saint-Nicolas-sur-Jard



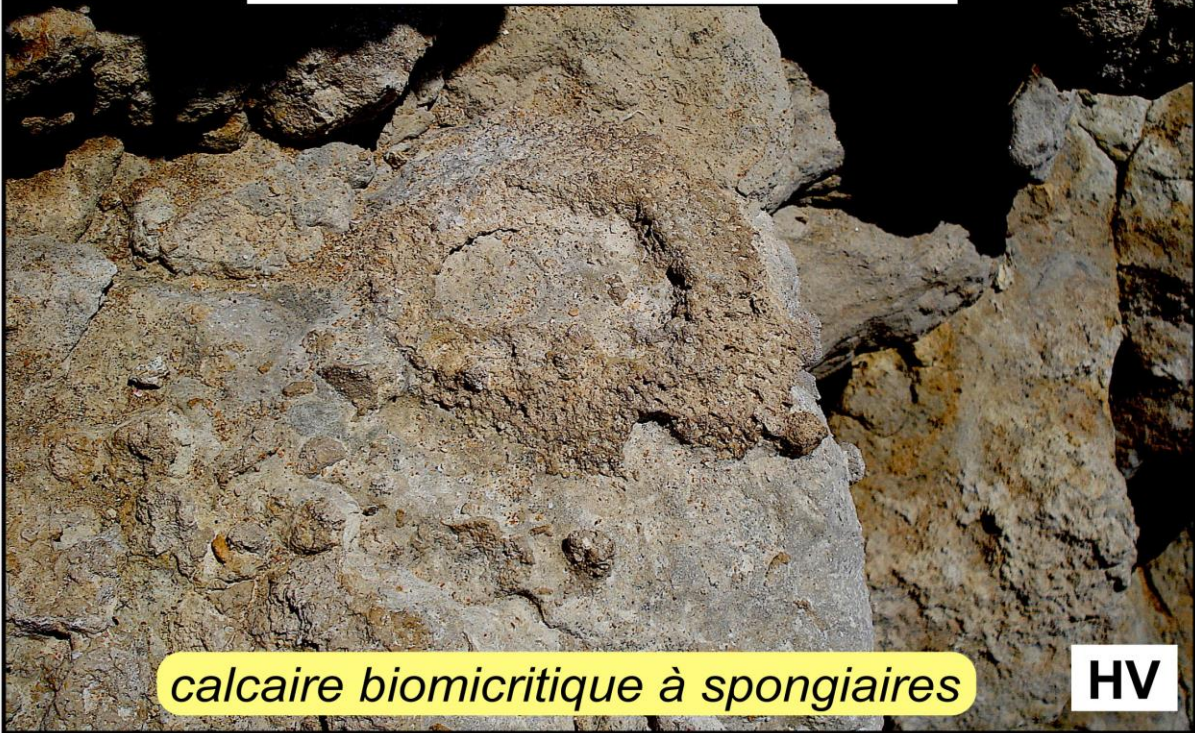
Ph. 160





Ph. 161

falaise du Bajocien moyen



*calcaire biomicritique à spongiaires*

HV

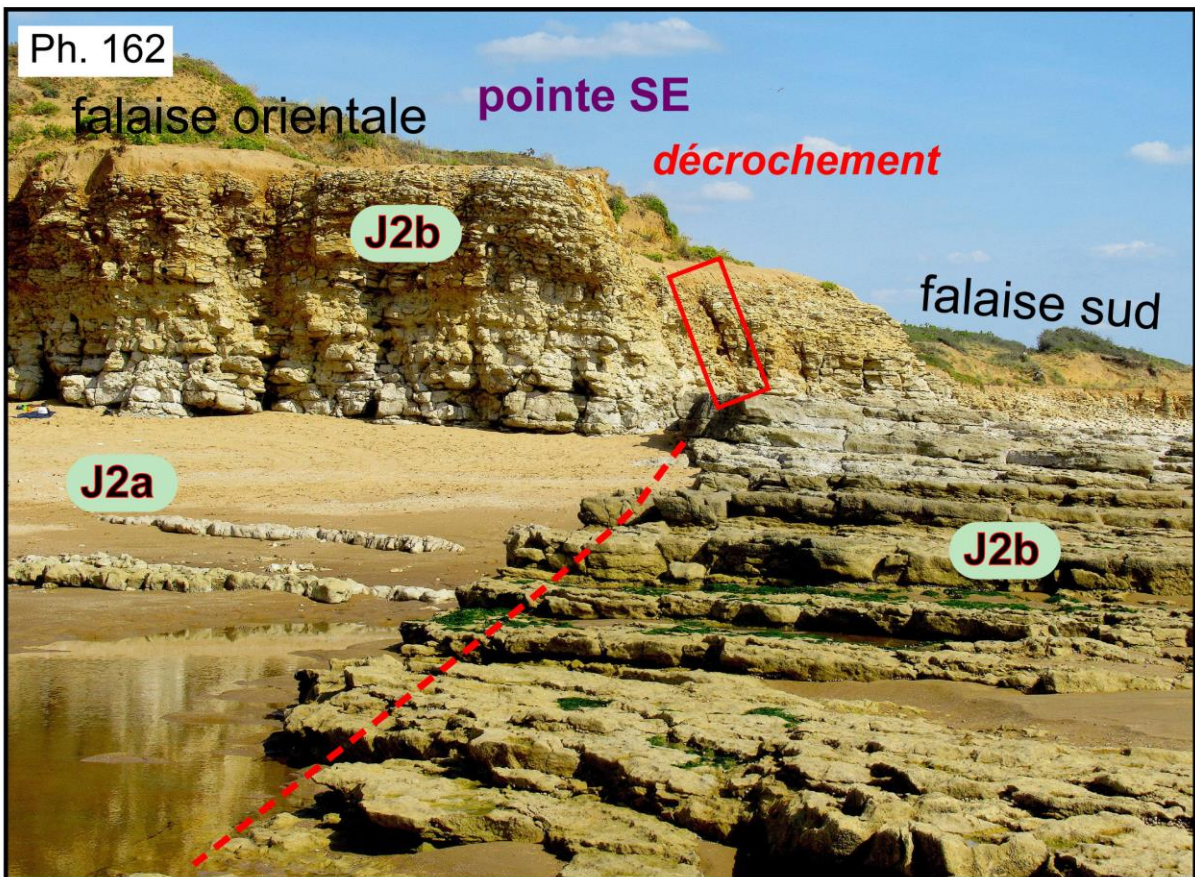
Ph. 162

falaise orientale

pointe SE

décrochement

falaise sud

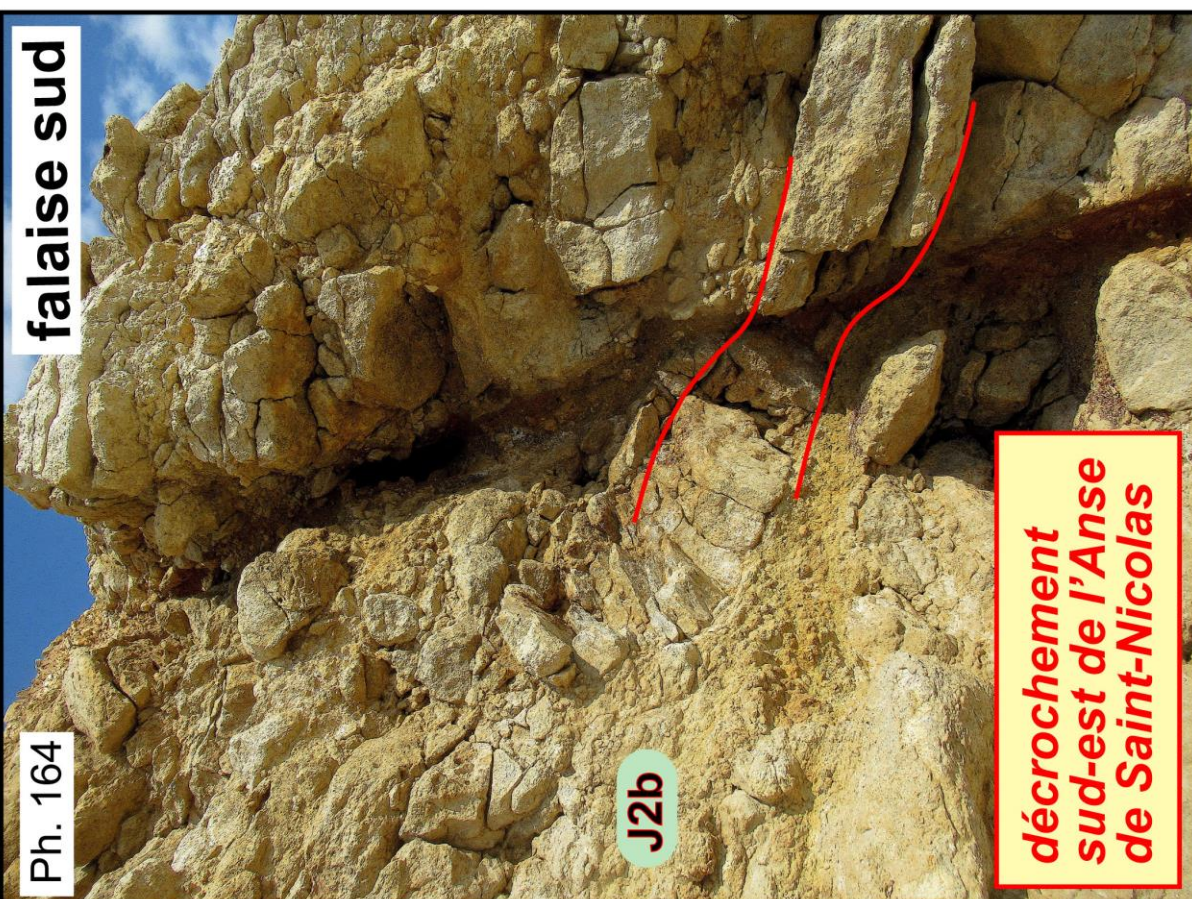
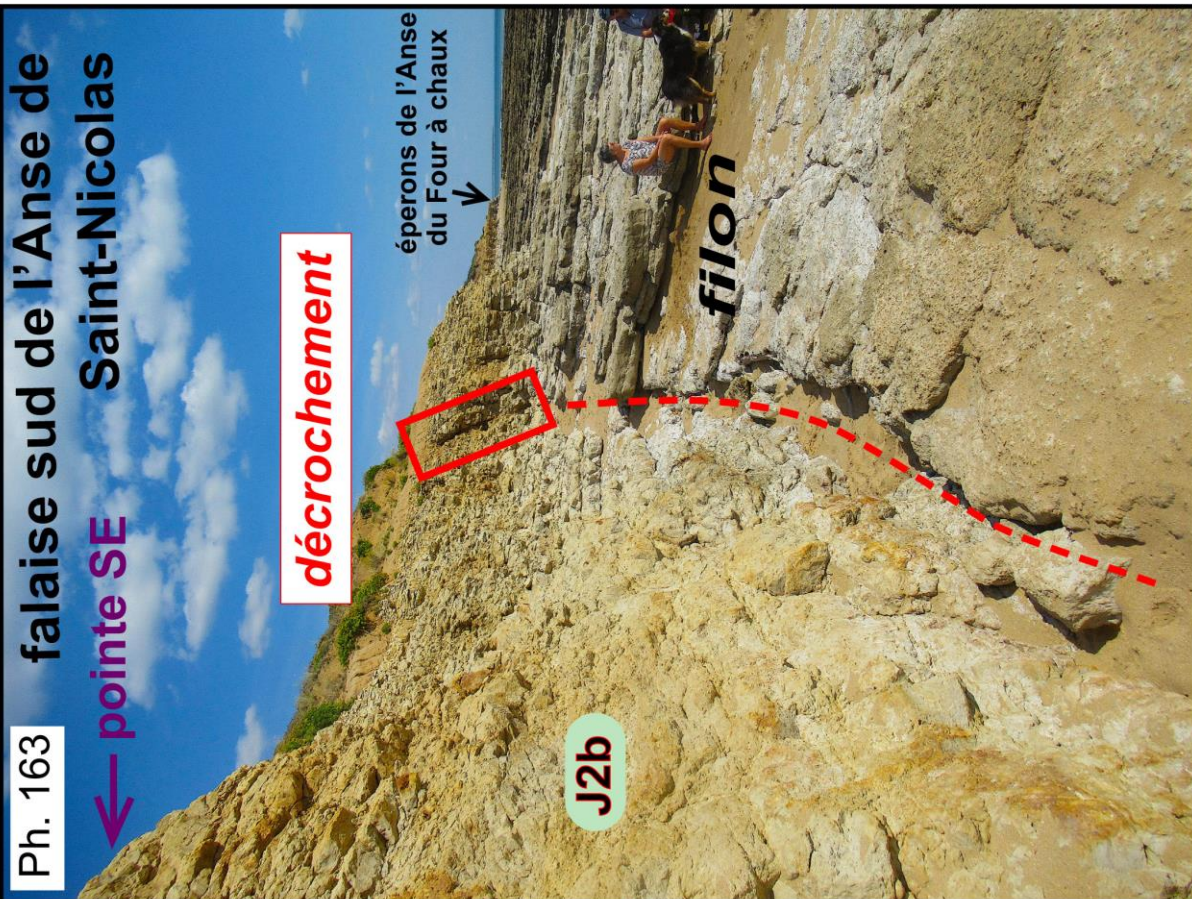


J2a

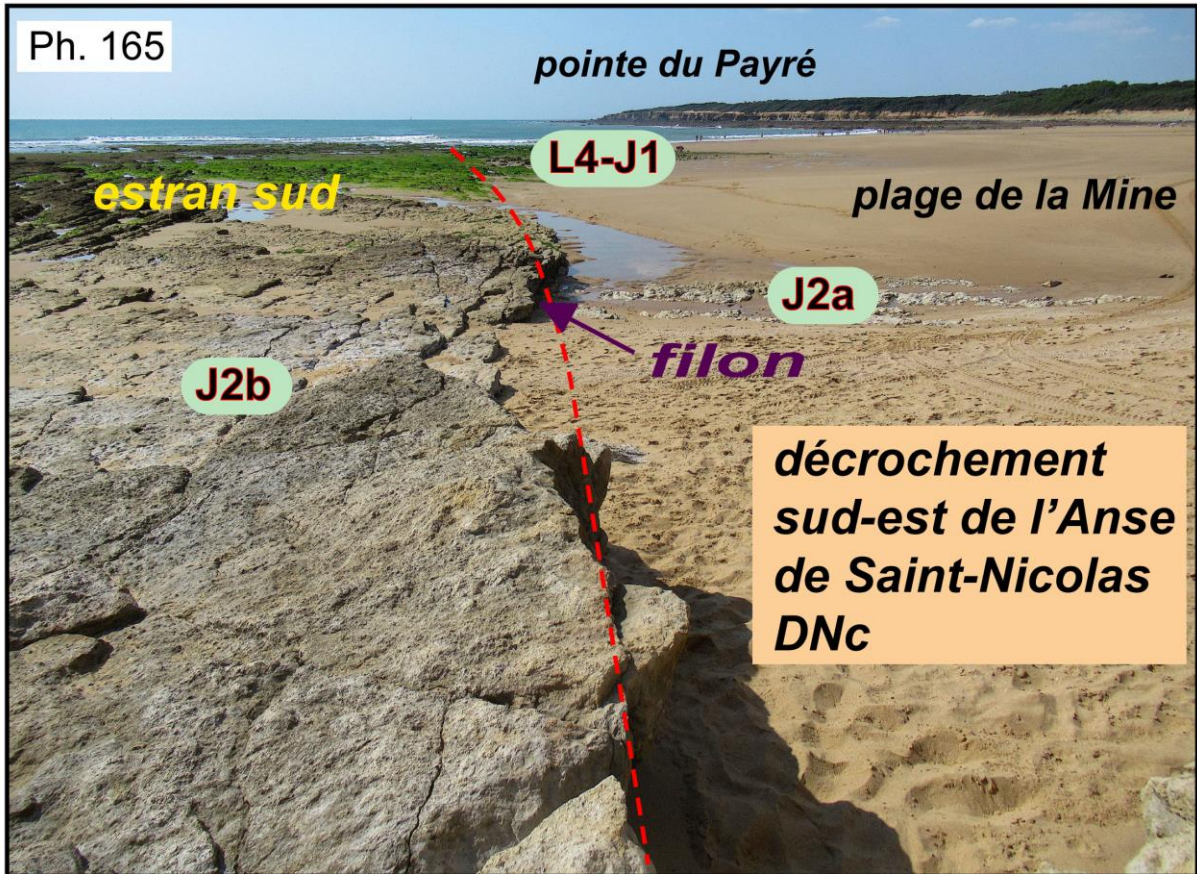
J2b

J2b

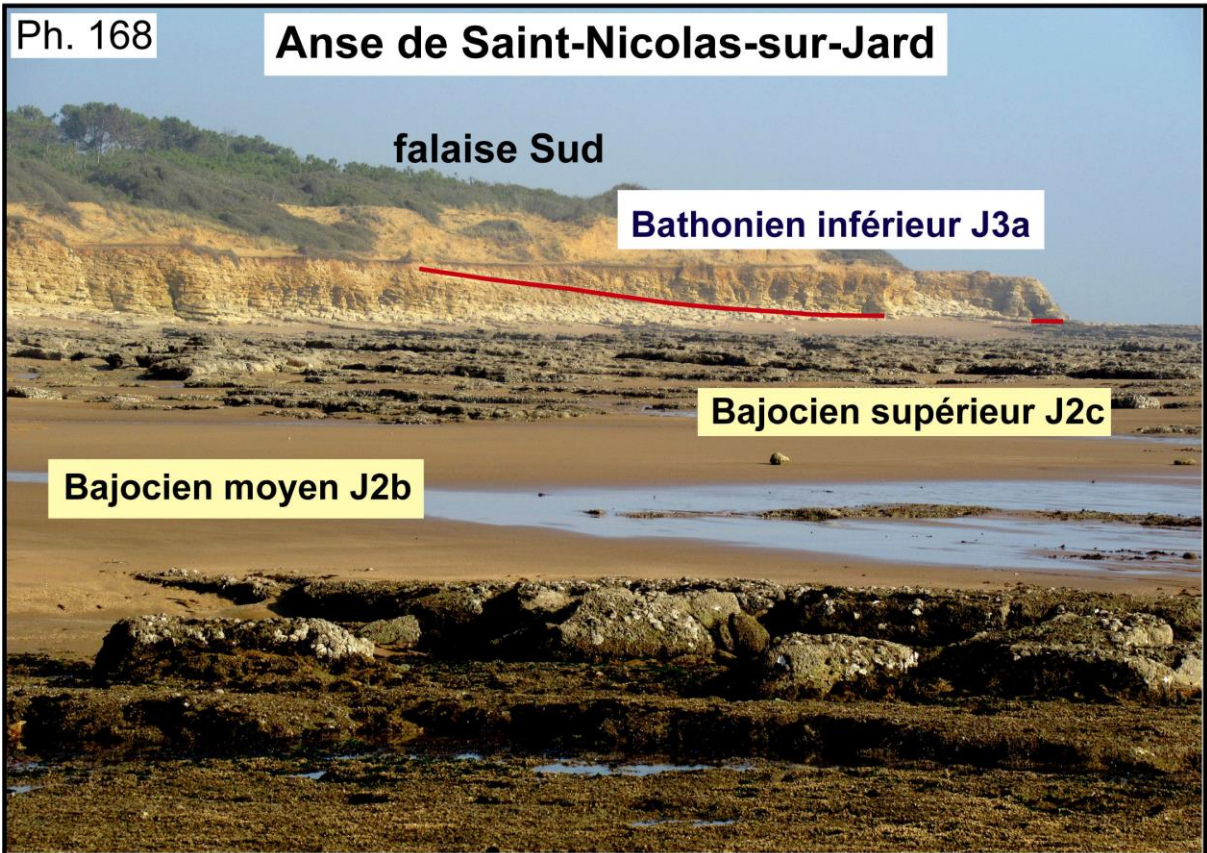
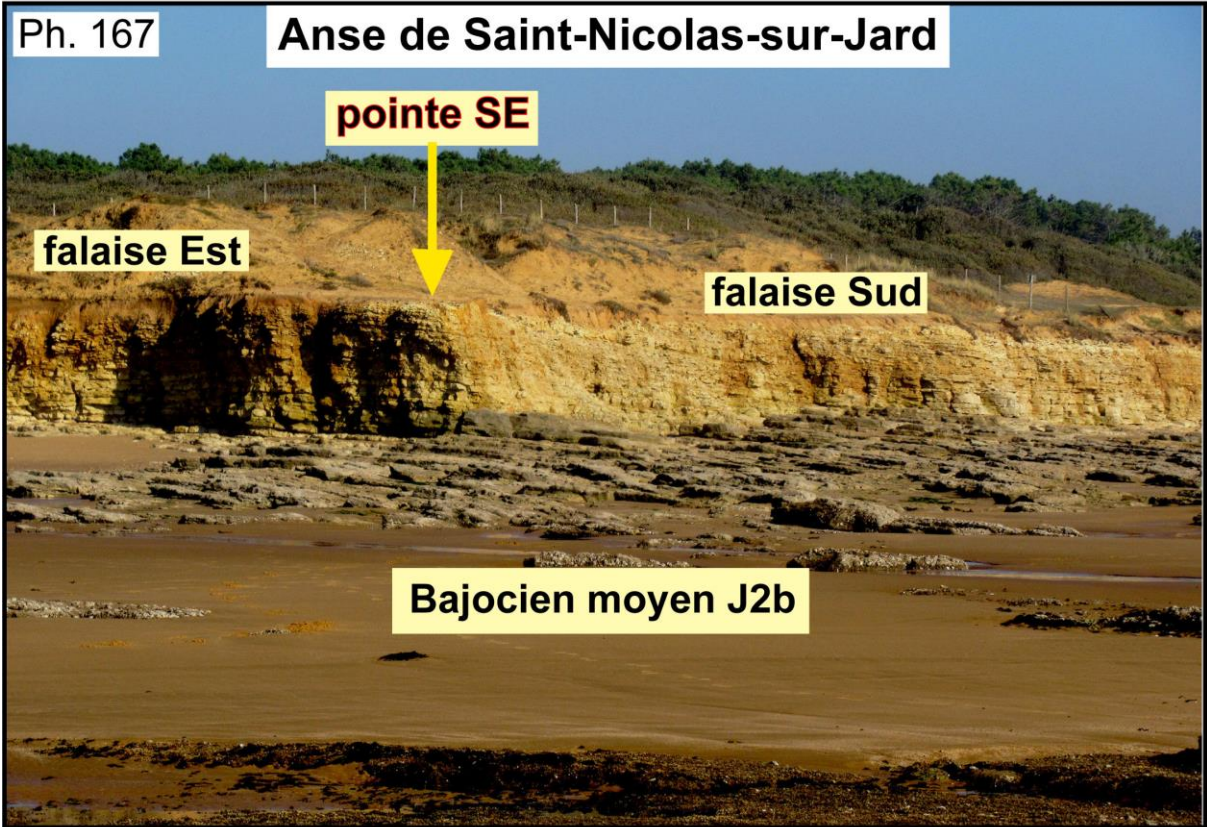








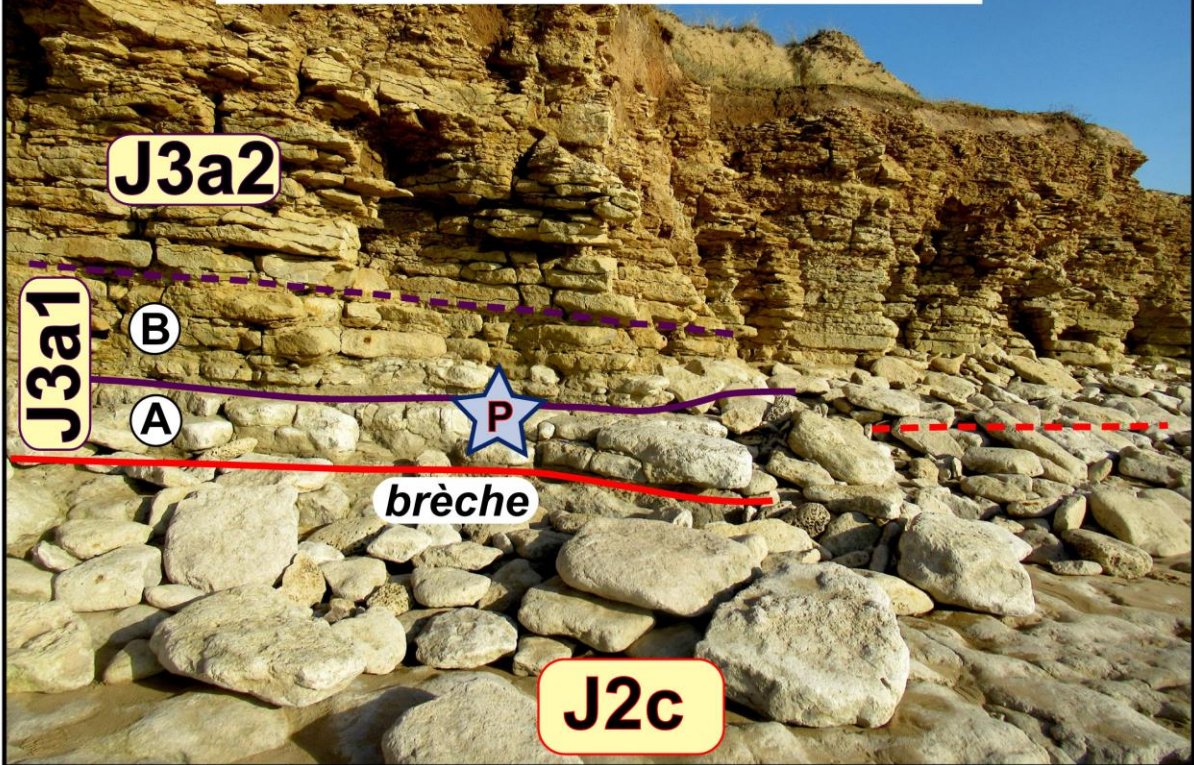






Ph. 169

falaise sud de l'Anse de Saint-Nicolas  
extrémité orientale



Ph. 170





Ph. 171

bas de la  
falaise



PB

J3a1

*Parkinsonia*  
cf. *convergens*

GUYANE  
VENDEE

14 cm



A

J2c

brèche de spongiaires



Ph. 172

falaise sud de l'Anse de Saint-Nicolas  
extrémité orientale

J3a2

J3a1

Banc  
pourri

J2c

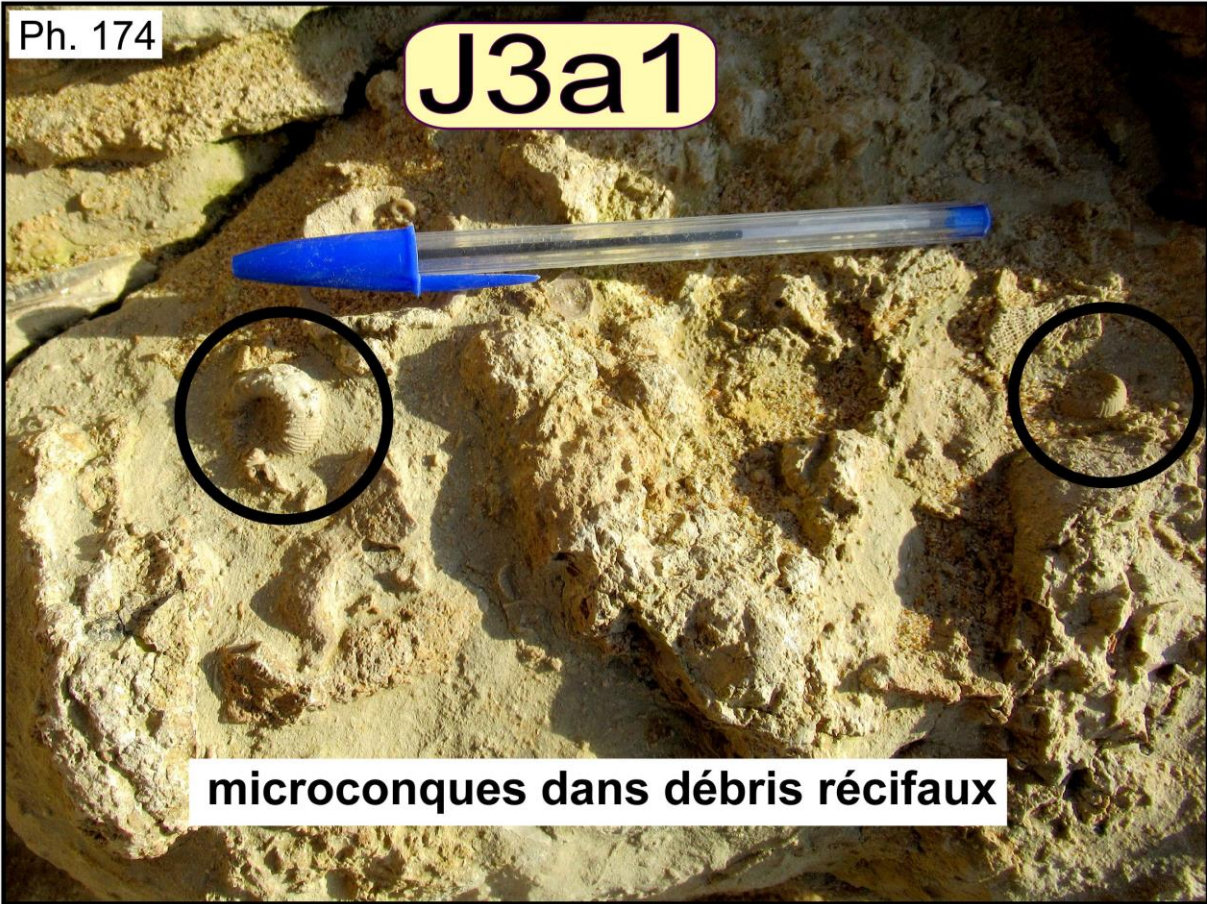
Ph. 173

Banc pourri



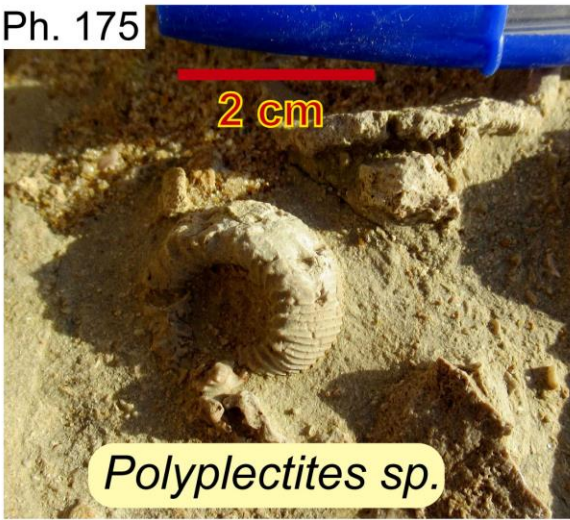
Ph. 174

J3a1



microconques dans débris récifaux

Ph. 175



*Polyplectites* sp.

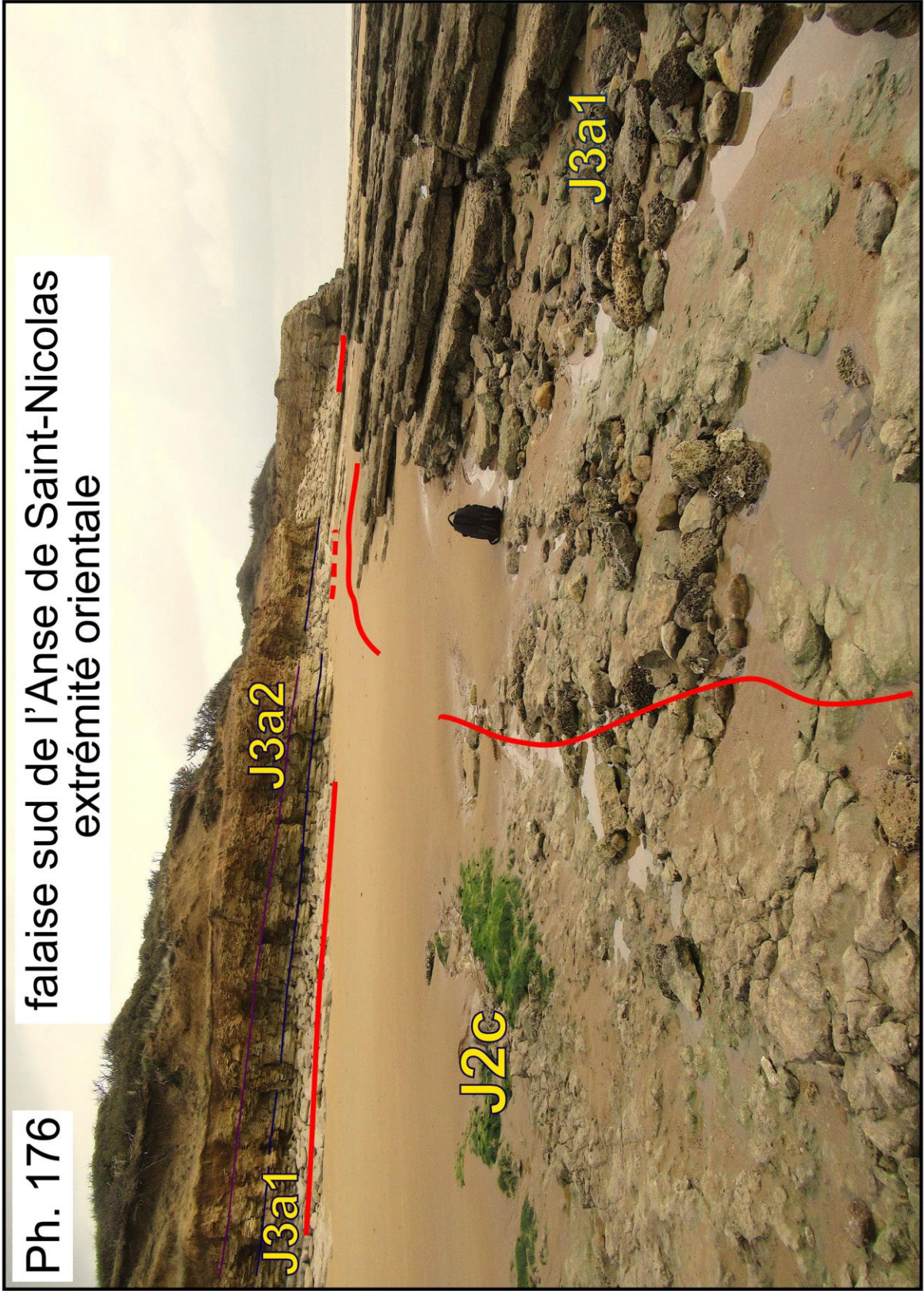


*Zigzagiceras zigzag*

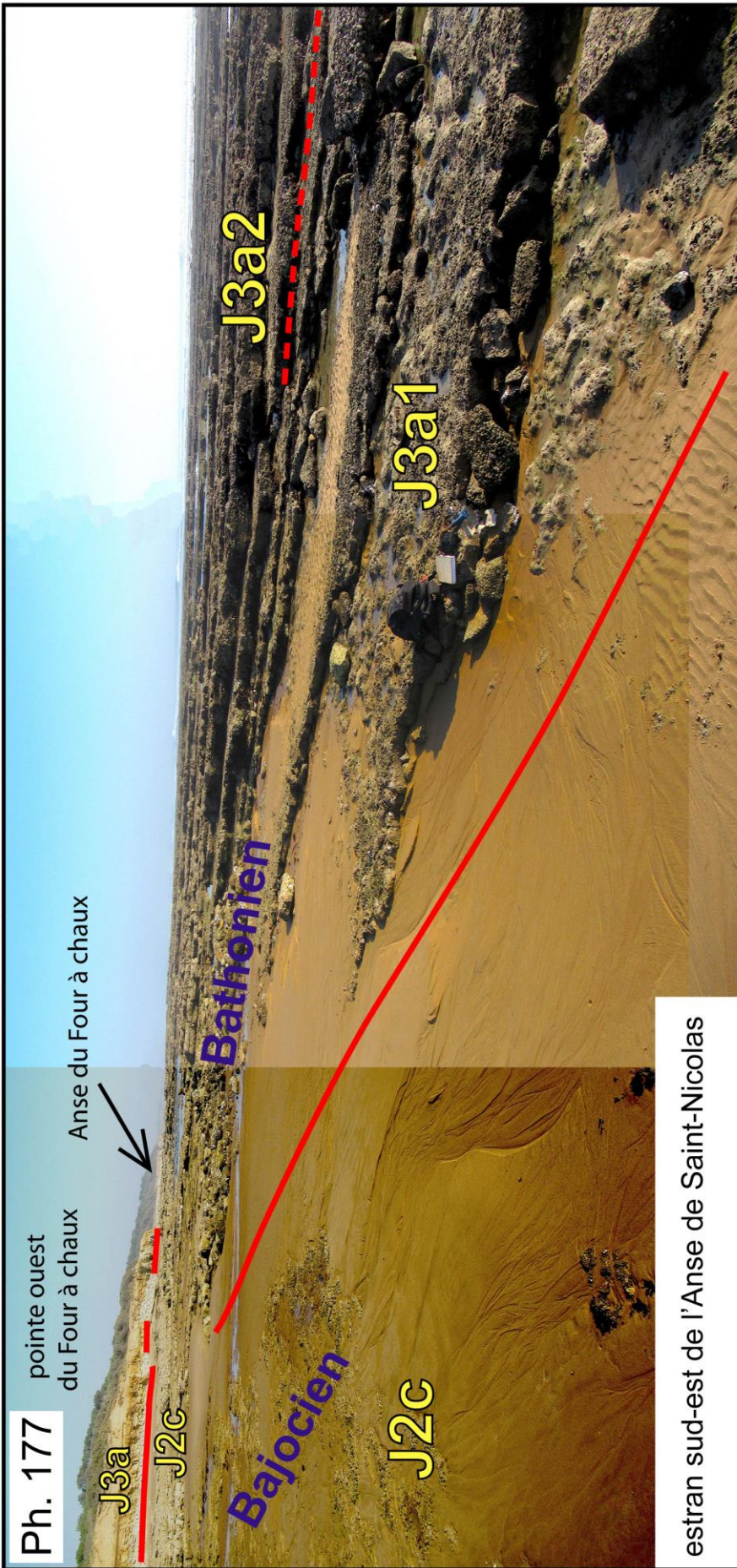


Ph. 176

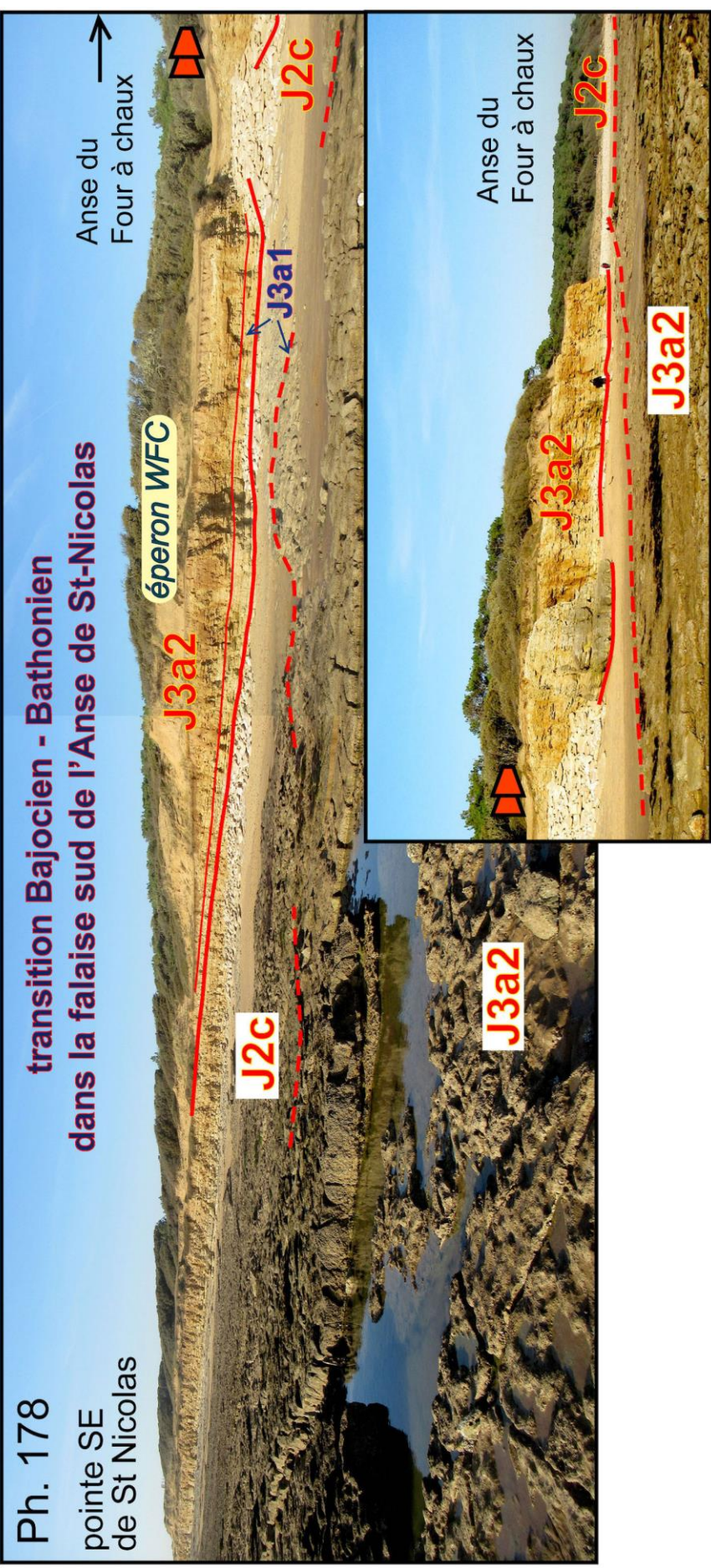
falaise sud de l'Anse de Saint-Nicolas  
extrémité orientale









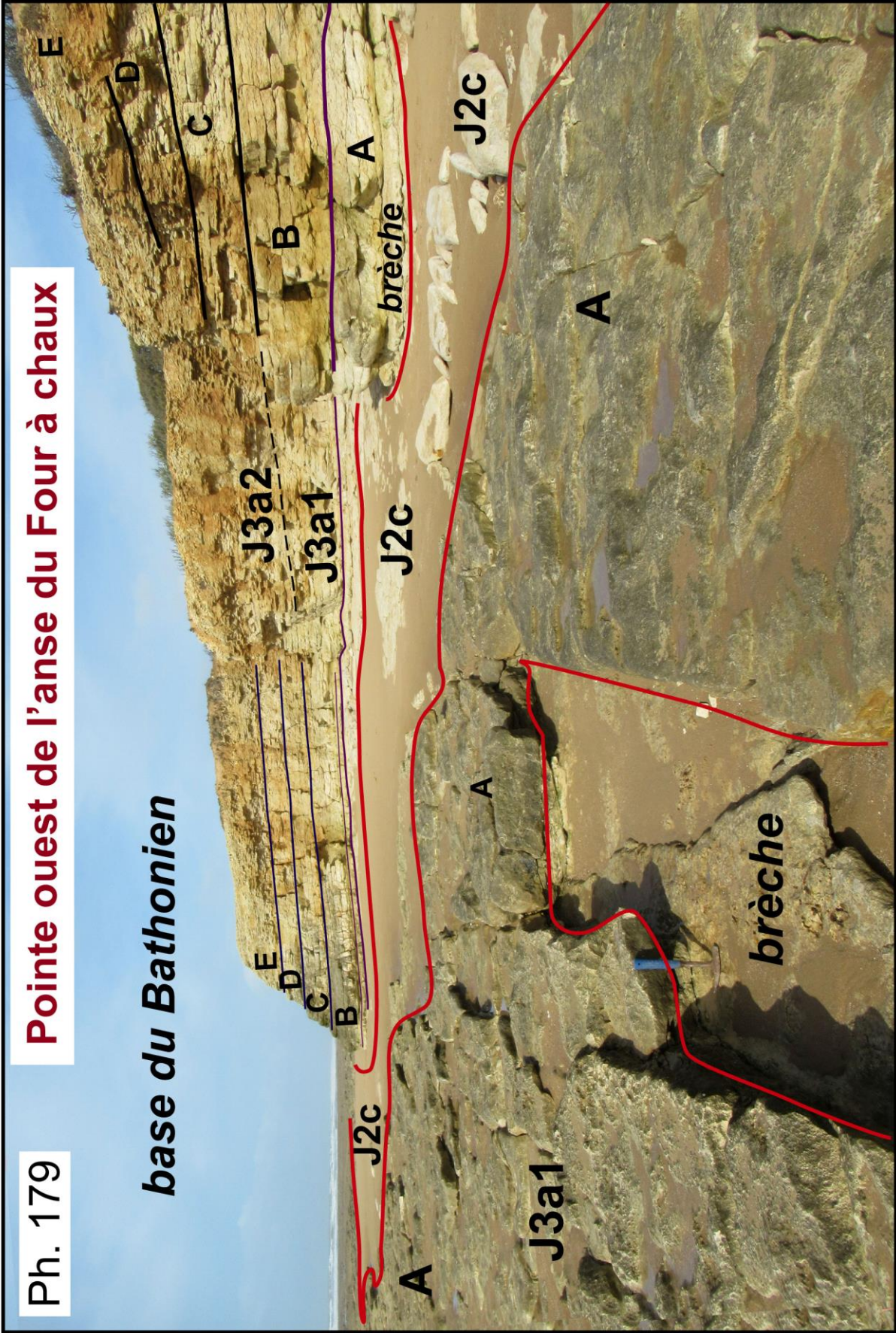




Ph. 179

Pointe ouest de l'anse du Four à chaux

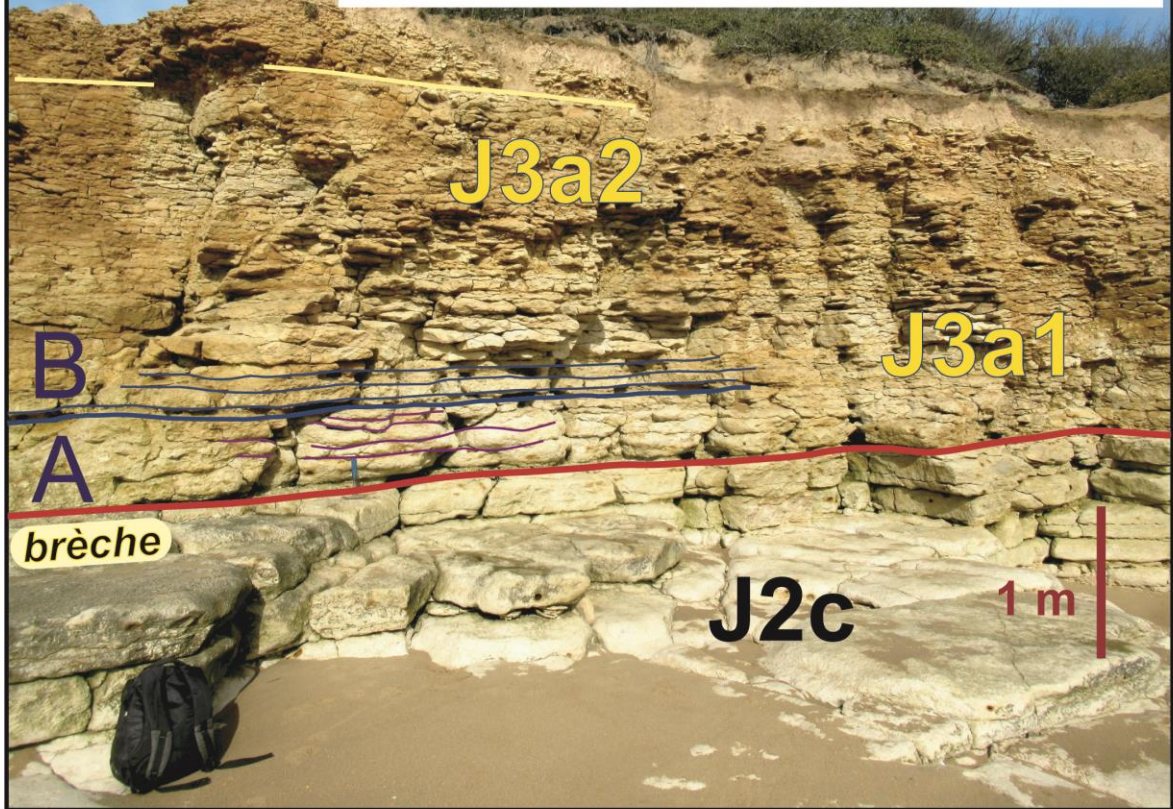
base du Bathonien





Ph. 180

Falaise ouest de l'anse du Four à chaux



Ph. 181

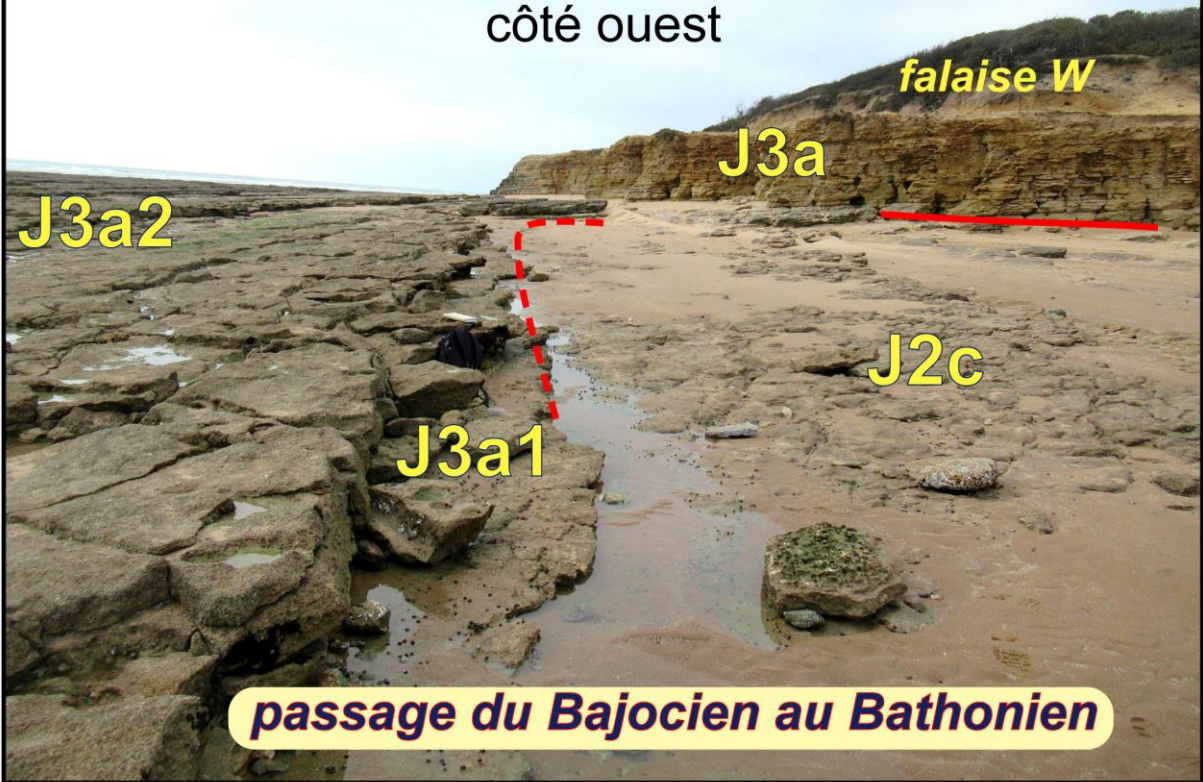
Anse du Four à chaux





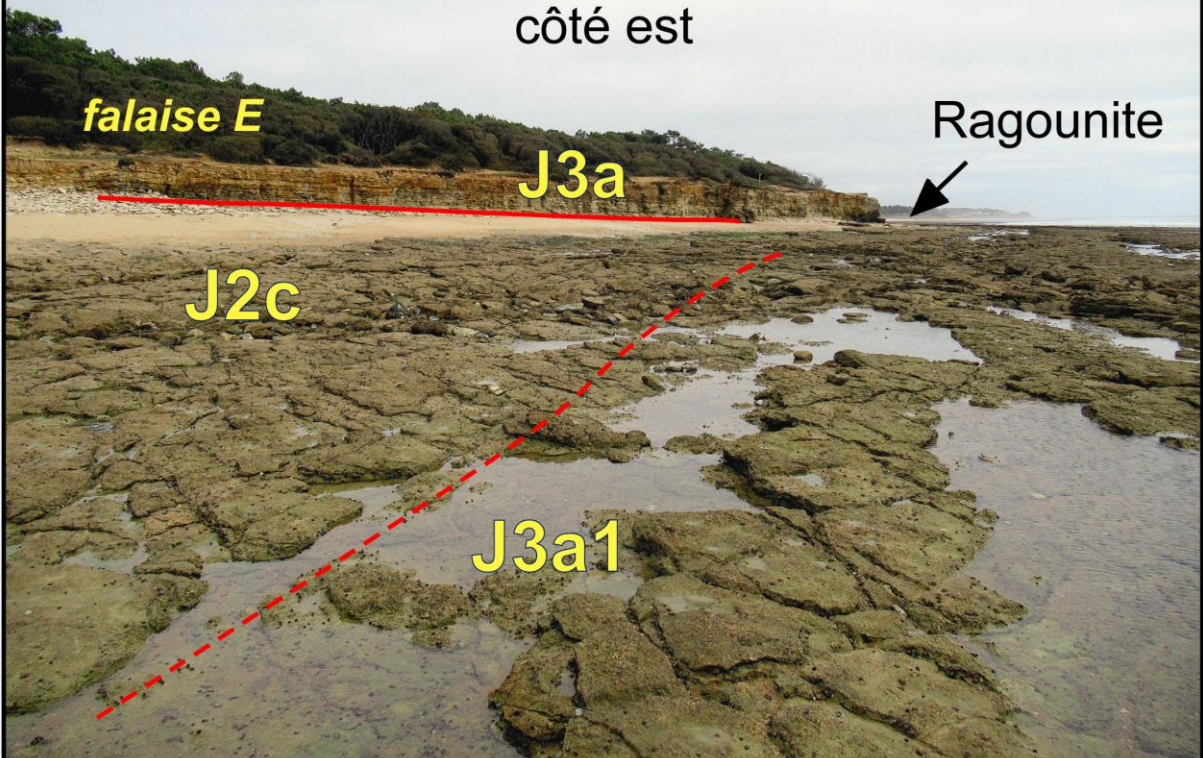
Ph. 182

**Anse du Four à chaux**  
côté ouest



Ph. 183

**Anse du Four à chaux**  
côté est





Ph. 184

## Anse du Four à chaux éperons du côté est

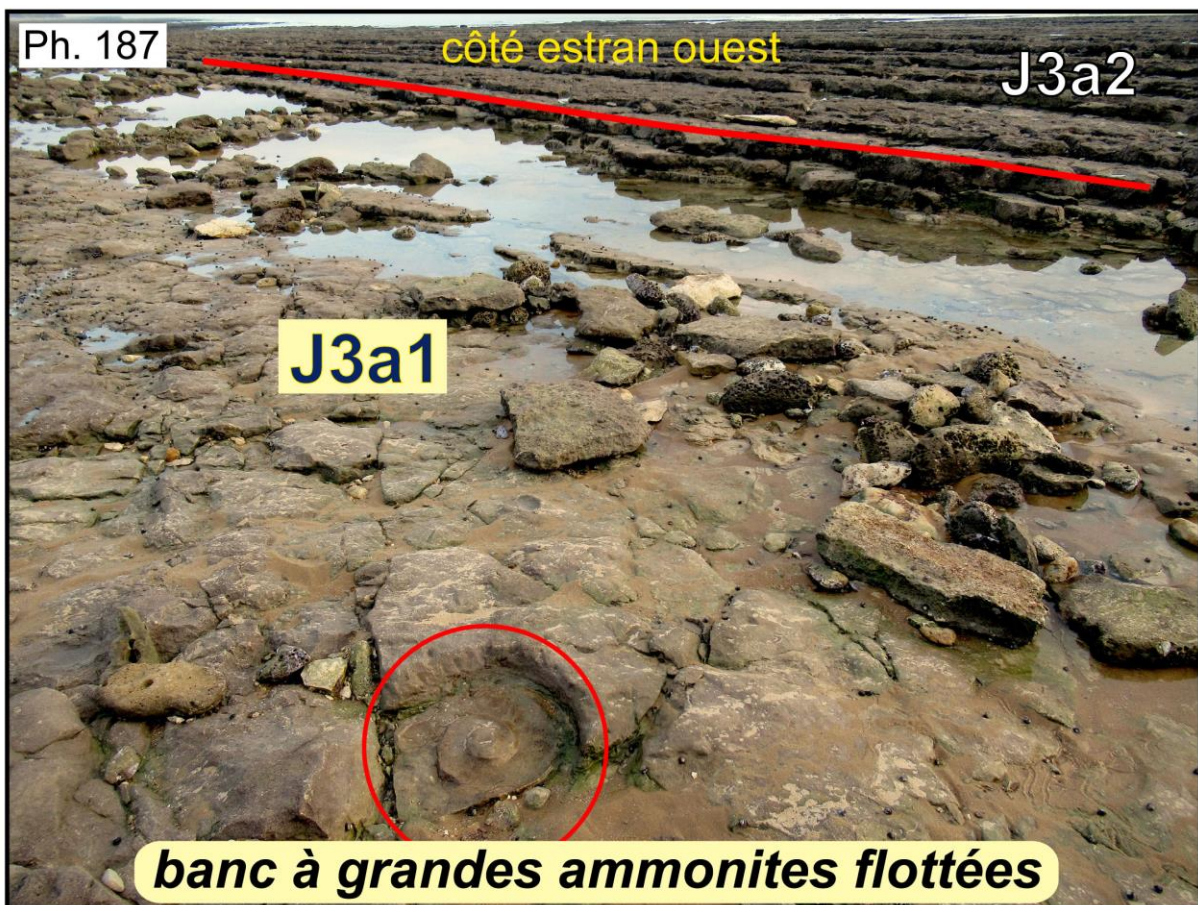
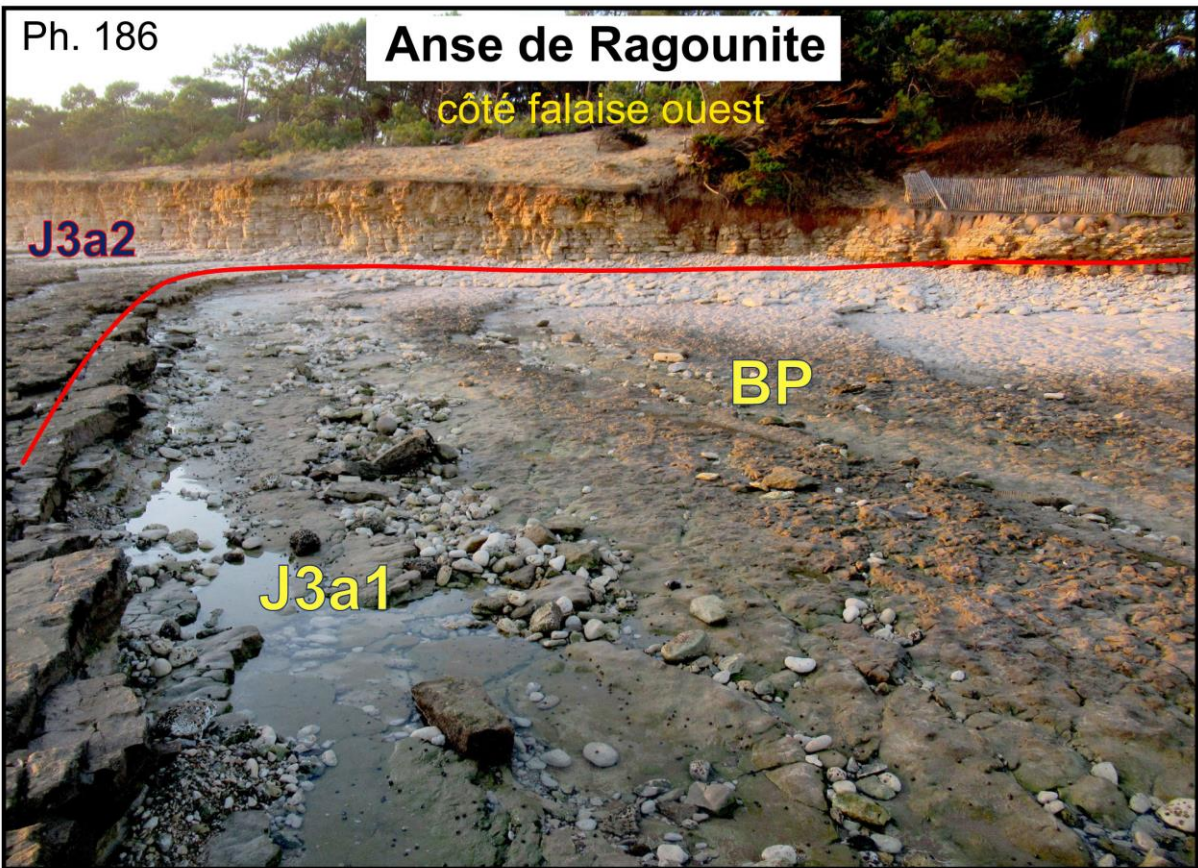


Ph. 185

## Anse du Four à chaux













# Anse de Ragounite

Ph. 190

J3a2

calcarénite pisolithique

calcaire marneux et marne bréchique dit "banc pourri" (BP)  
et bancs à grandes ammonites flottées (GAF)

BP

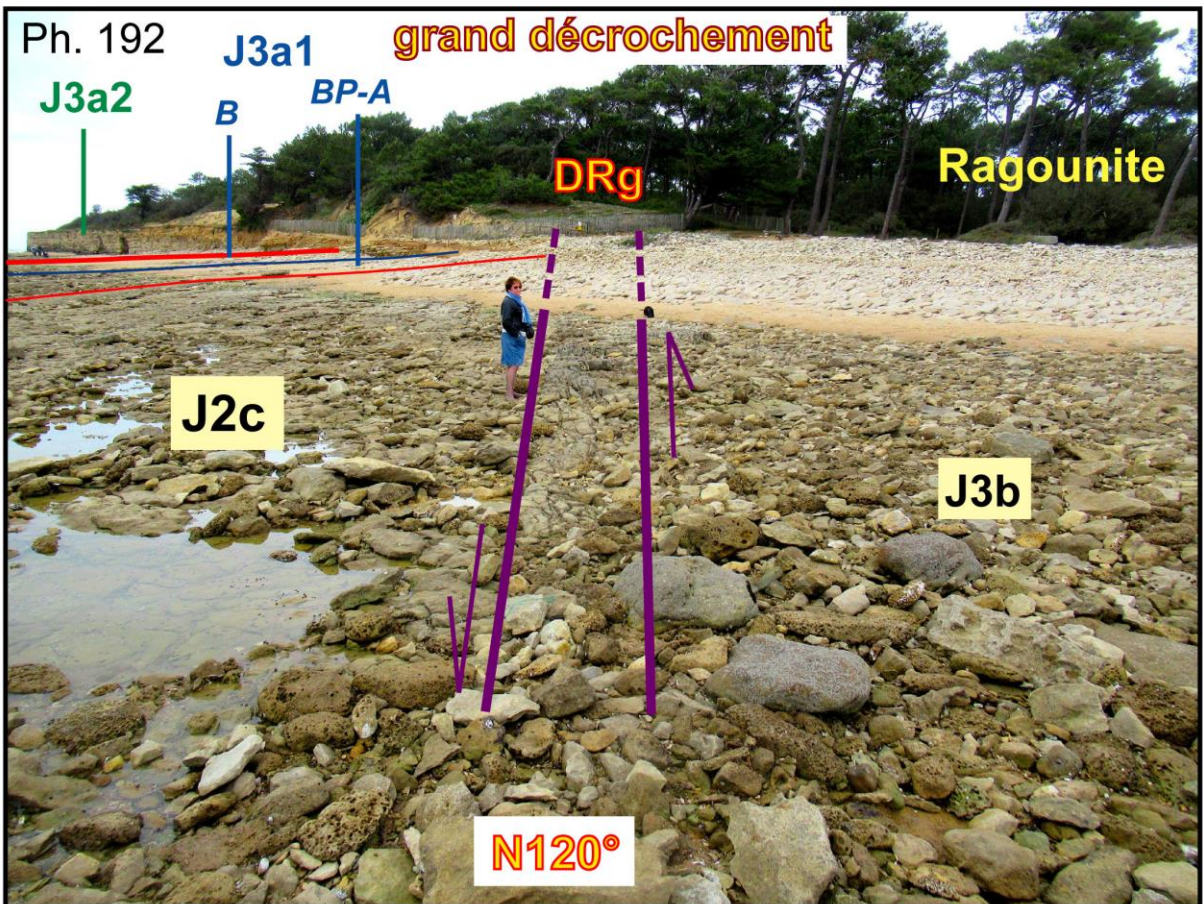
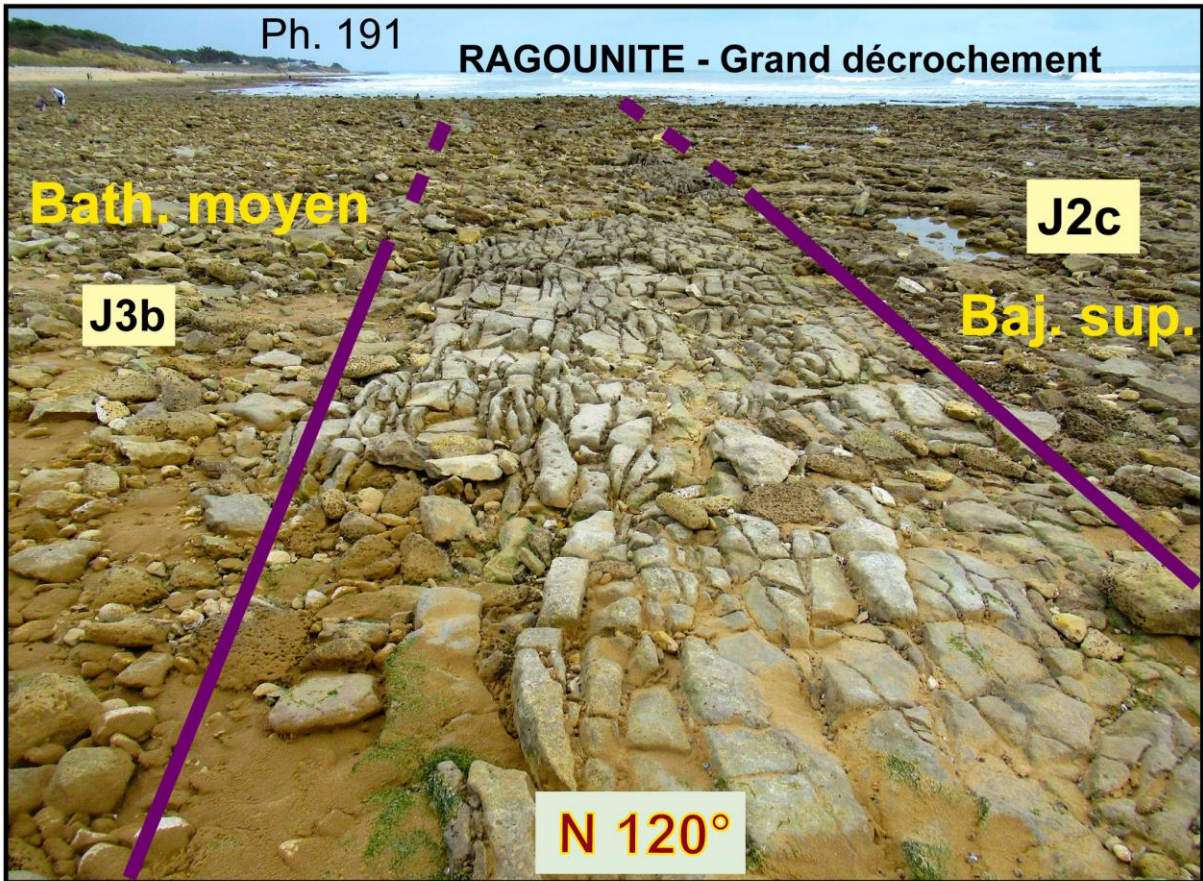
J3a1

GAF



*Procerozigzag pseudoprocerus*

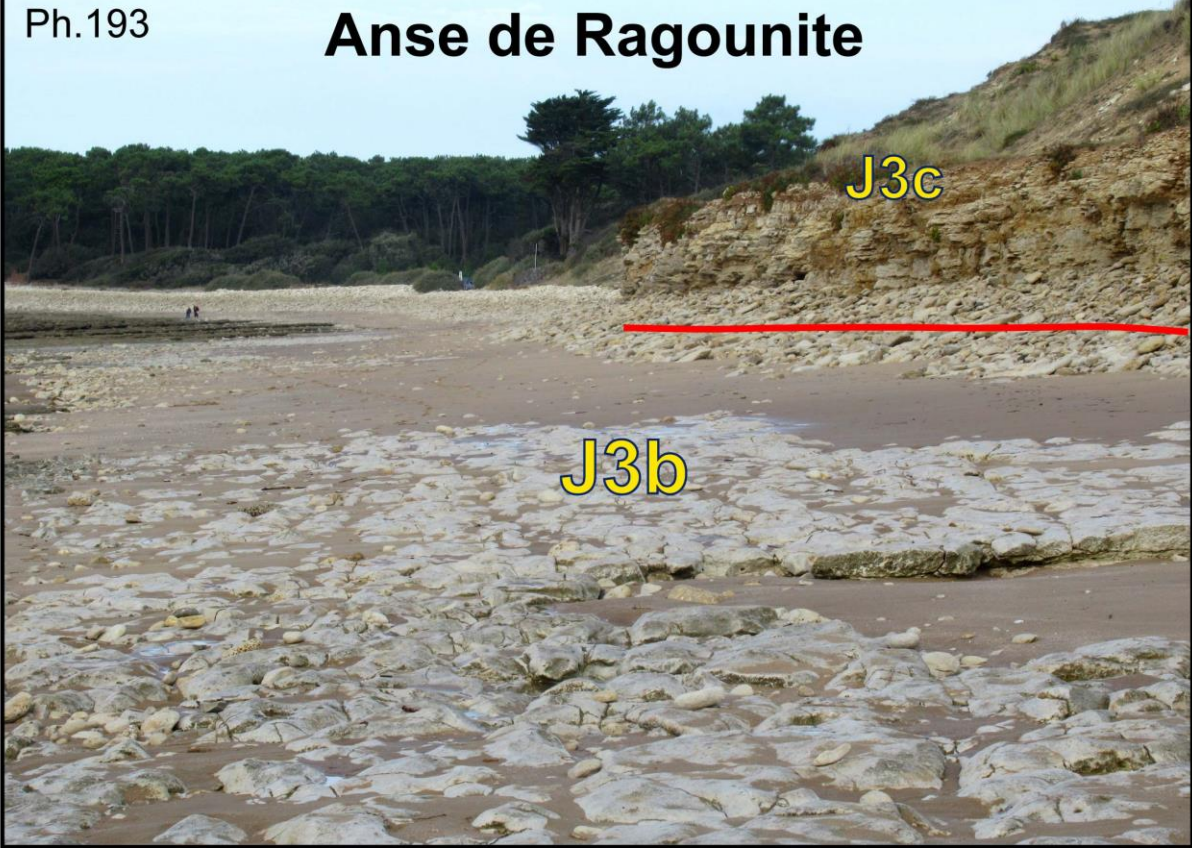




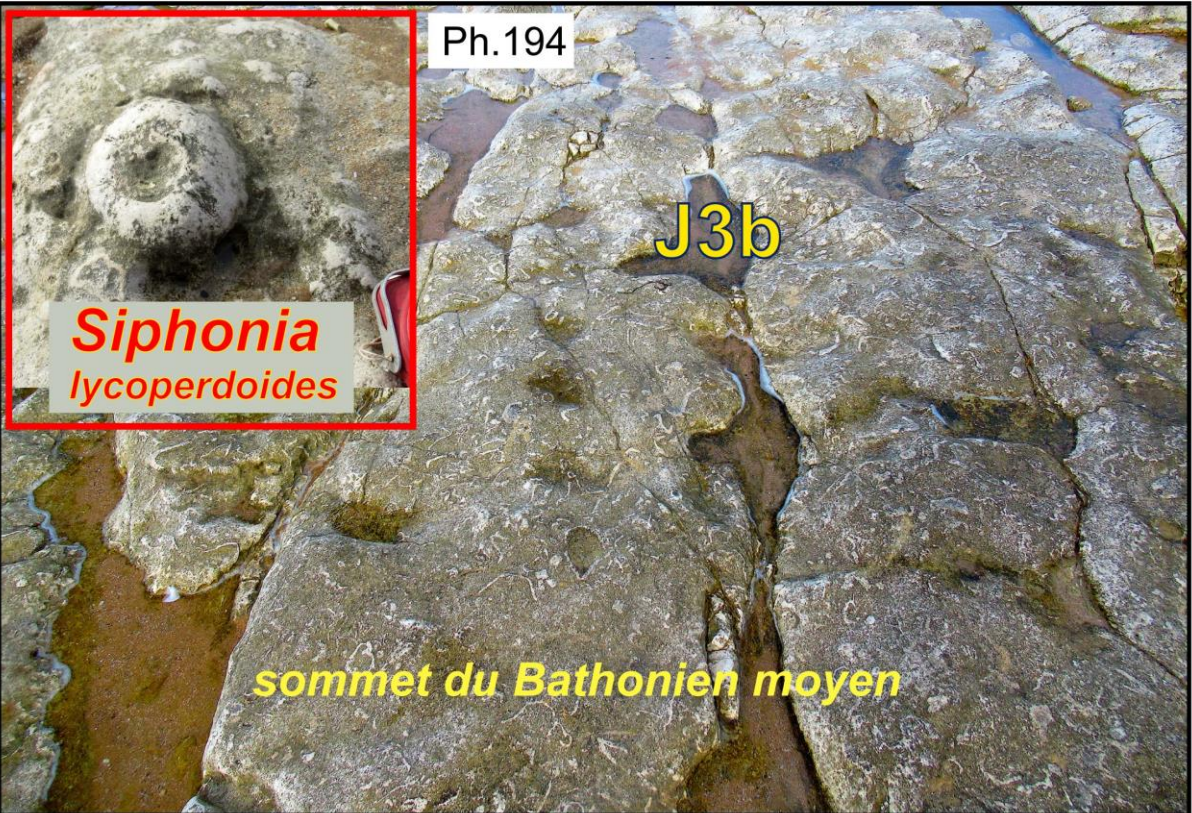


Ph.193

# Anse de Ragounite



Ph.194





Ph. 195

## Anse de Ragounite



Ph. 196

## Anse de Ragounite, falaise orientale





Ph. 197

## Ragounite - falaise orientale



**Bathonien supérieur**

Ph. 198

exemplaire de Saint-Vincent-sur-Jard



**PB**

*Epistrenoceras contrarium* (d'Orbigny) M, sous-zone à hannoveranus



Ph. 199

Anse de Légère - côté ouest

décrochement de Légère

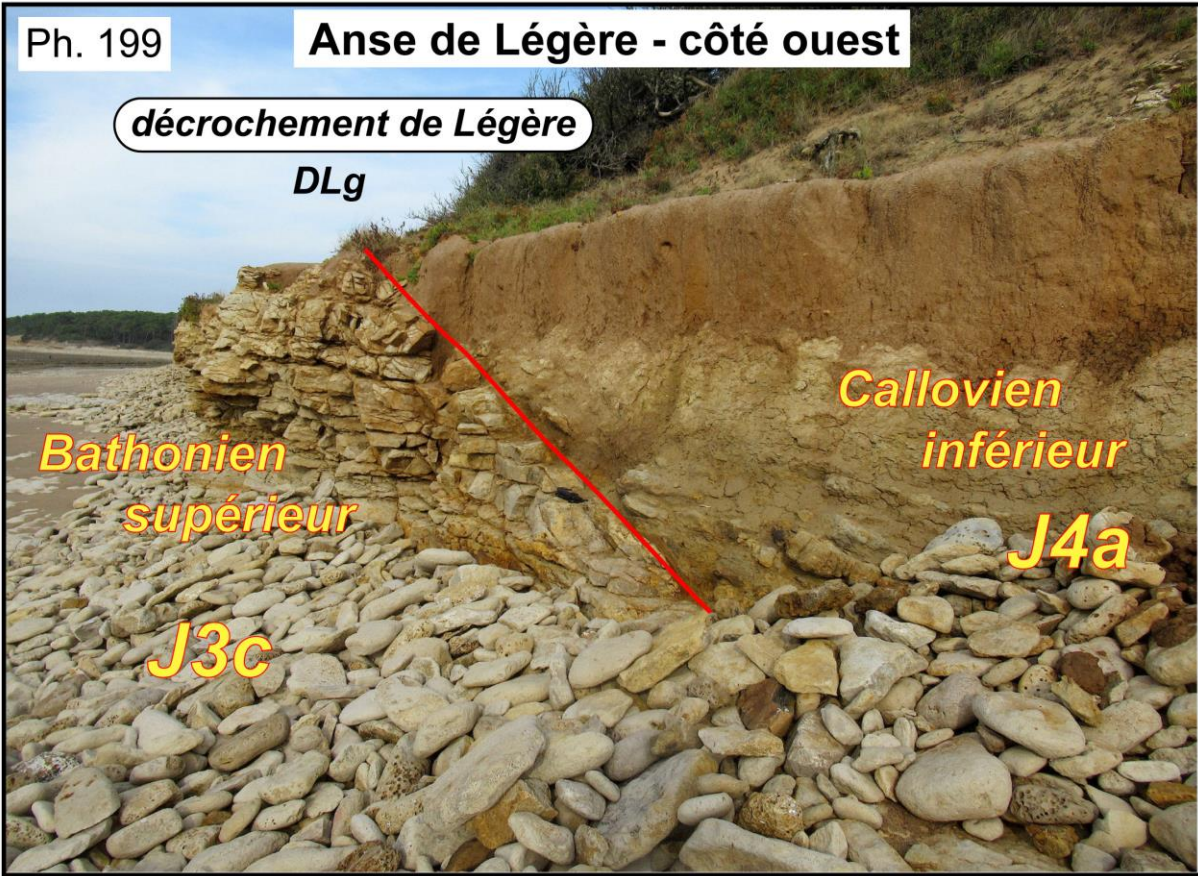
DLg

Bathonien  
supérieur

J3c

Callovien  
inférieur

J4a



Ph. 200

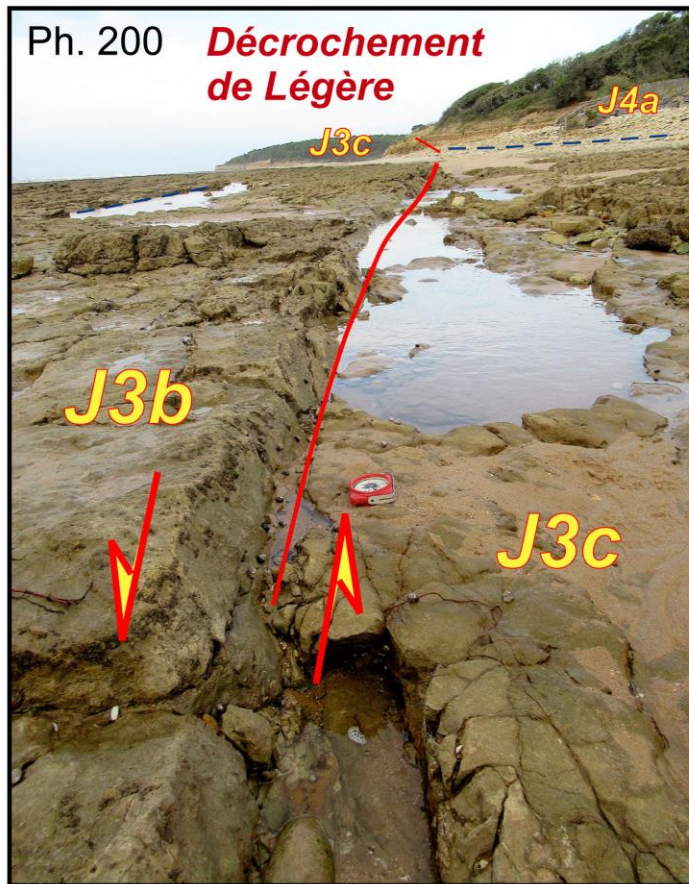
Décrochement  
de Légère

J4a

J3c

J3b

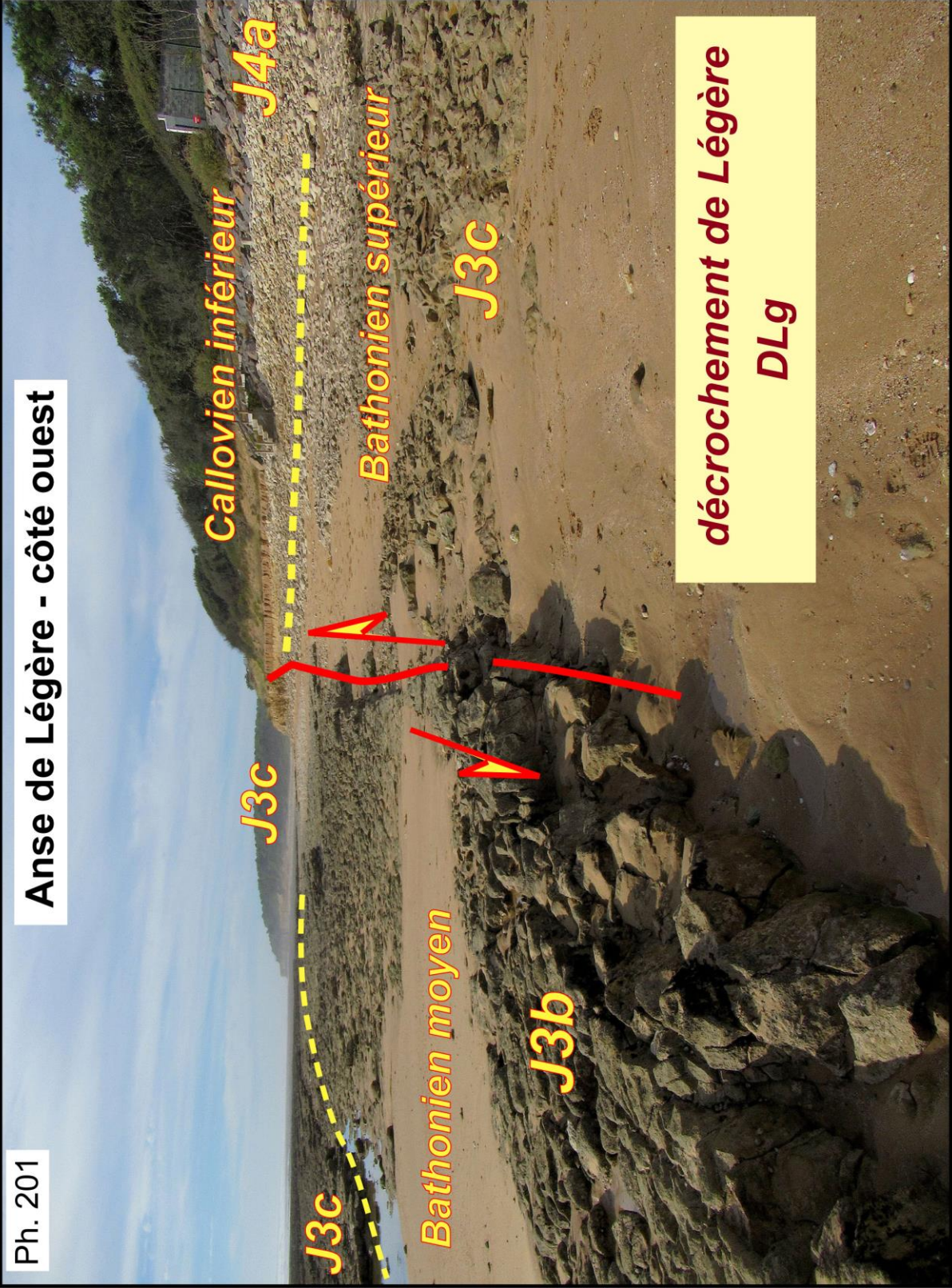
J3c





Ph. 201

Anse de Légère - côté ouest

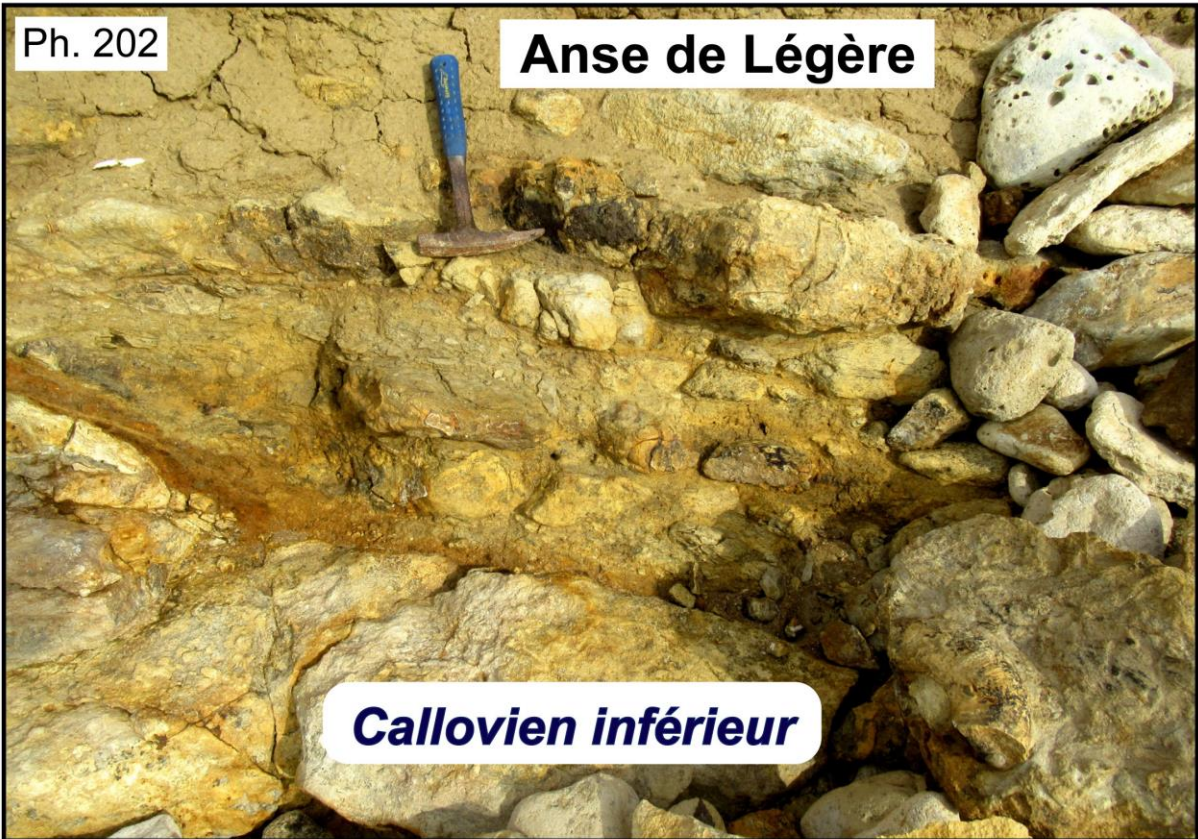


**décrochement de Légère**  
**DLg**



Ph. 202

Anse de Légère



*Callovien inférieur*

Ph. 203



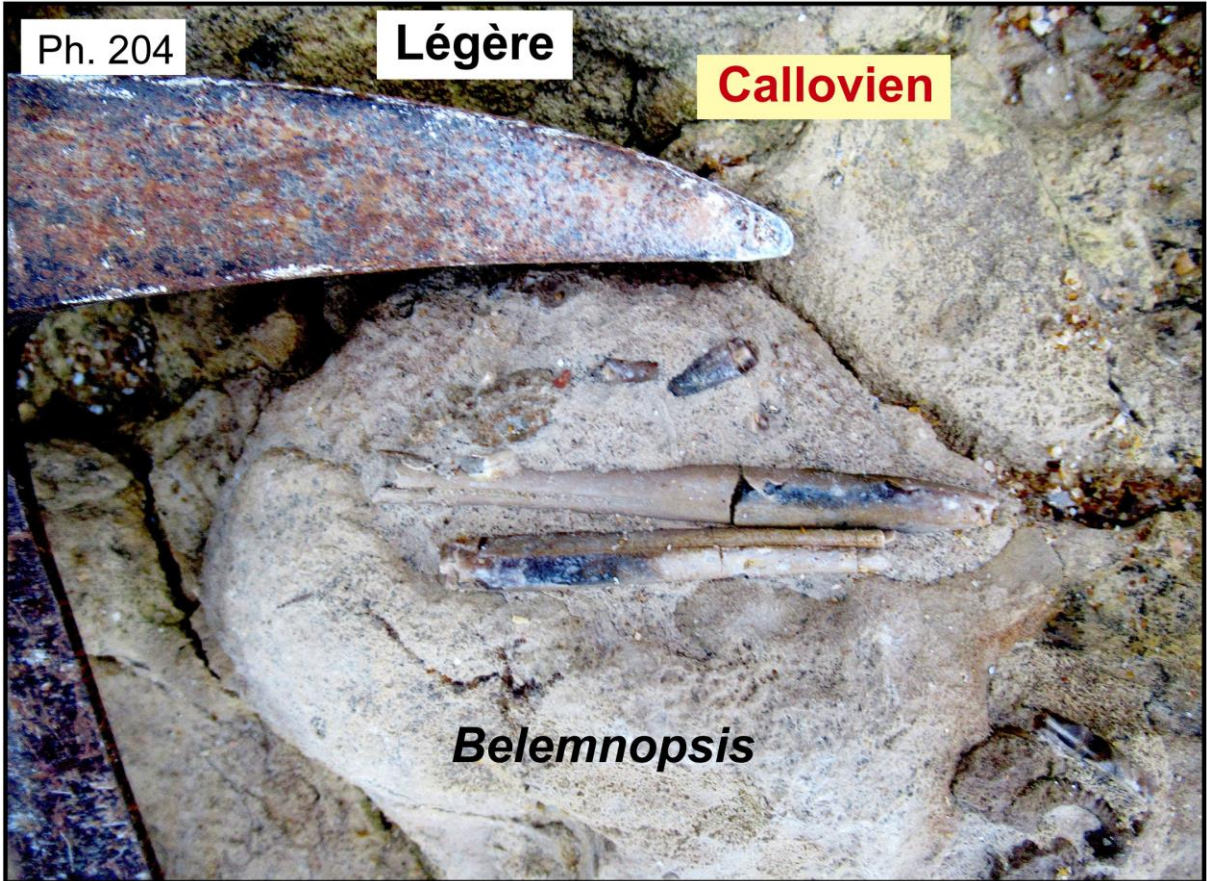
*Callovien inférieur*



Ph. 204

Légère

Callovien



*Belemnopsis*

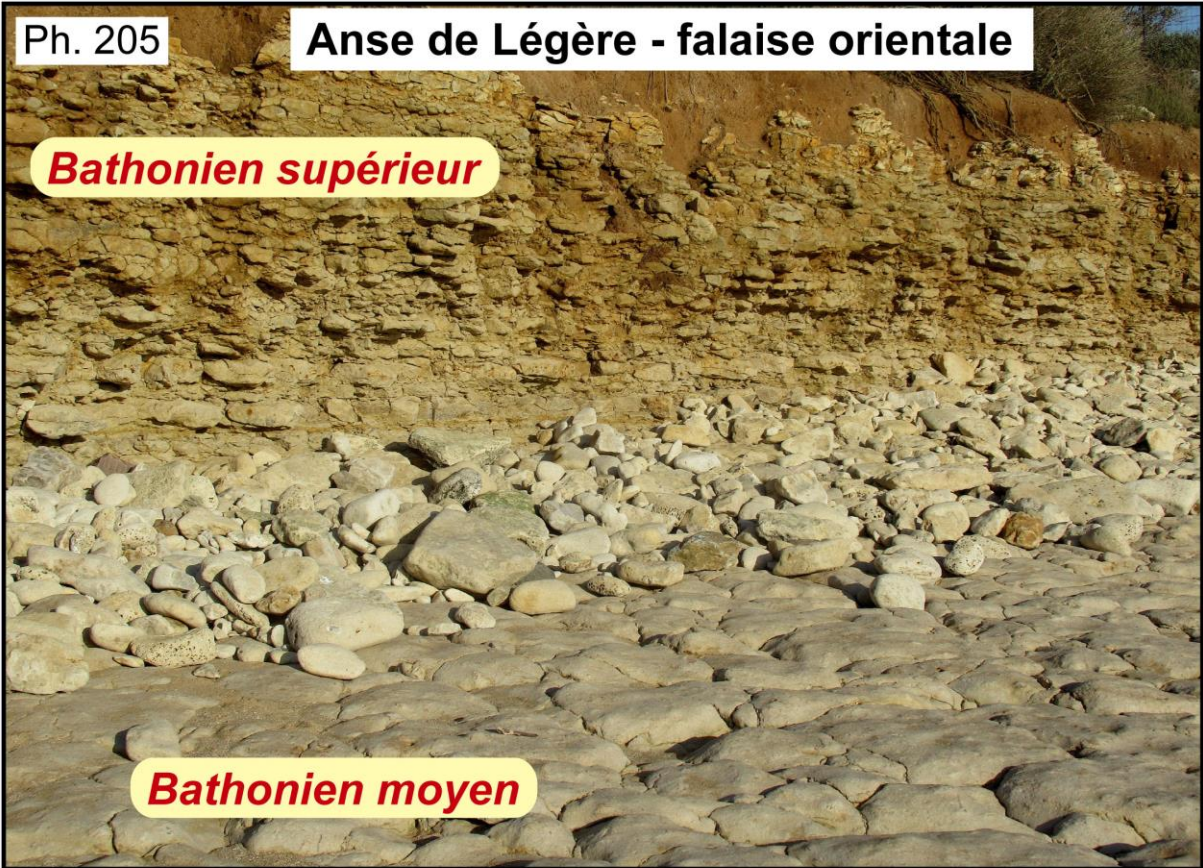


Ph. 205

Anse de Légère - falaise orientale

*Bathonien supérieur*

*Bathonien moyen*



Ph. 206

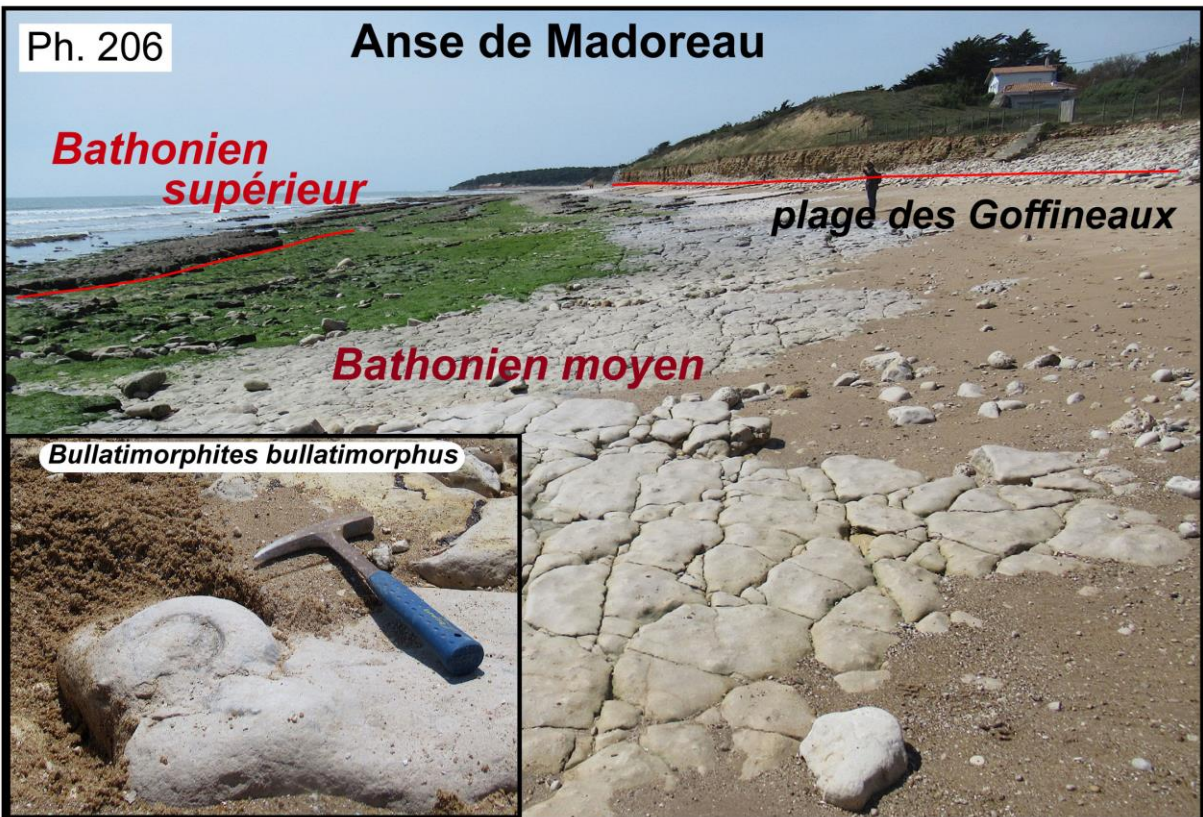
Anse de Madoreau

*Bathonien supérieur*

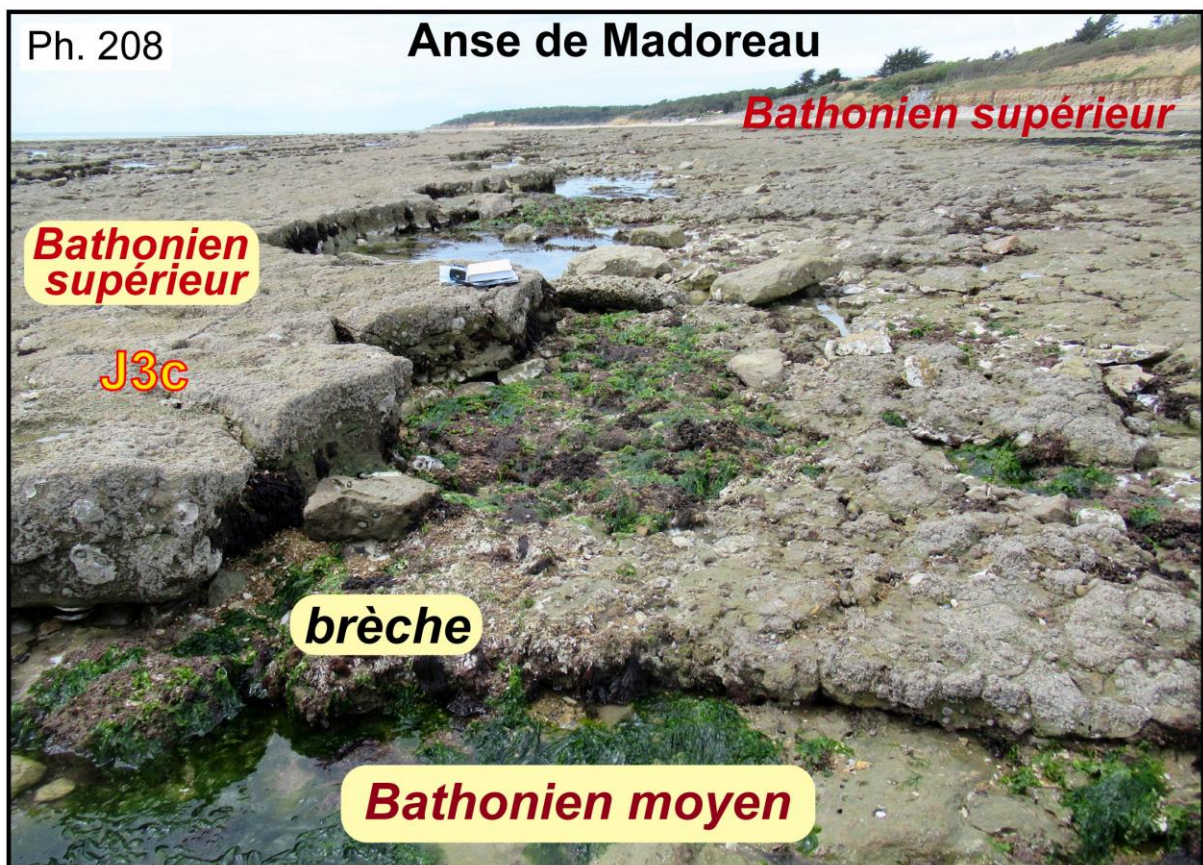
plage des Goffineaux

*Bathonien moyen*

*Bullatimorphites bullatimorphus*









Ph. 209

## Anse de Madoreau



***Bathonien supérieur***

Ph. 210



*Procerites cf. hodsoni*



Ph. 211

## Anse de Madoreau



***Bathonien supérieur***

Ph. 212

*Homoeoplanulites (Parachoffatia)*  
*subbakeriae*

25 cm

---





Ph. 213

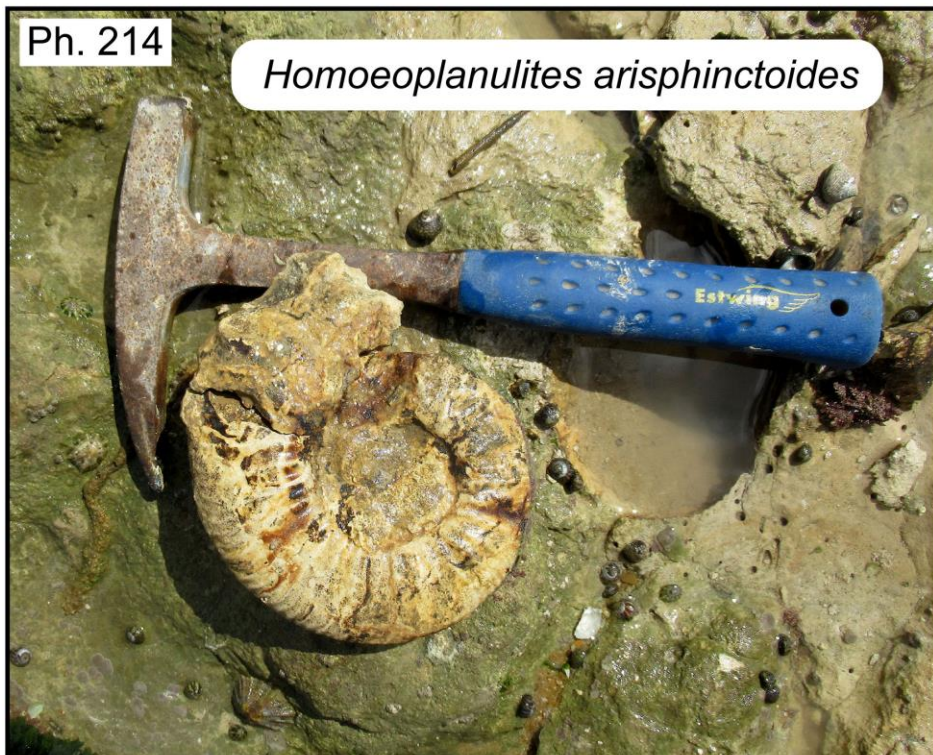
Anse de Madoreau



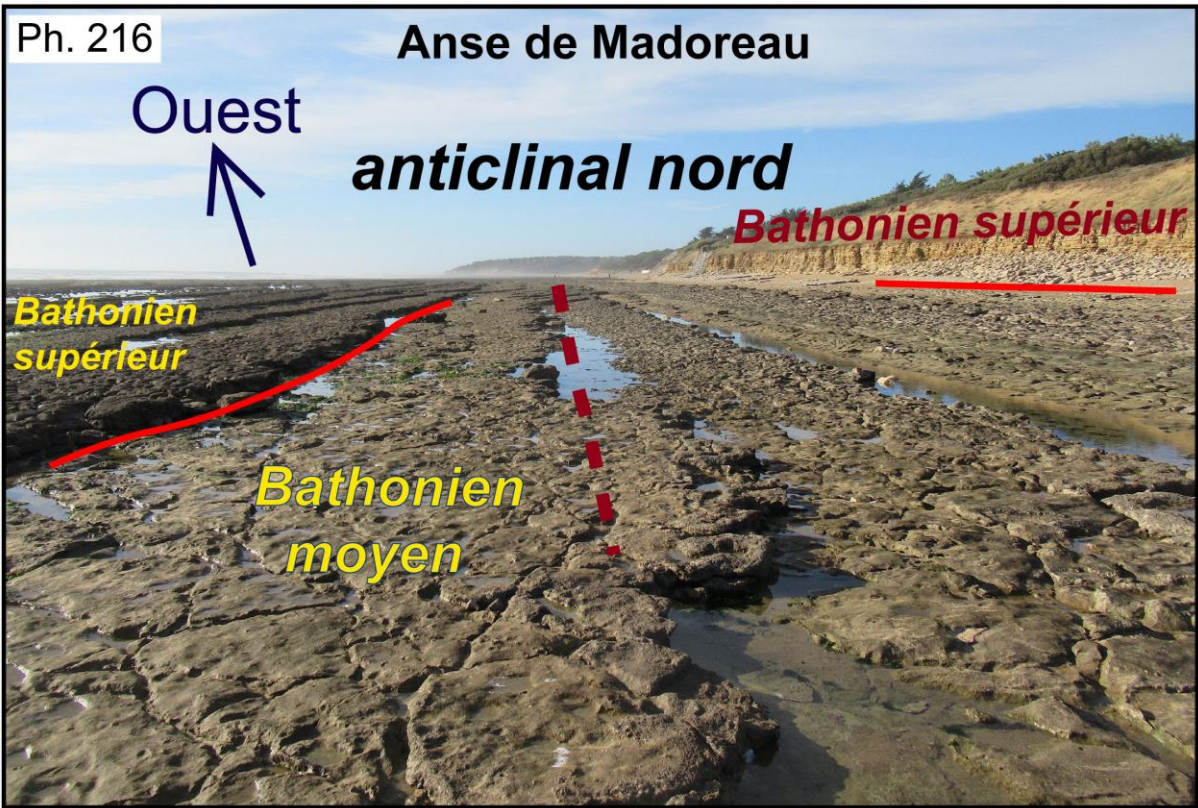
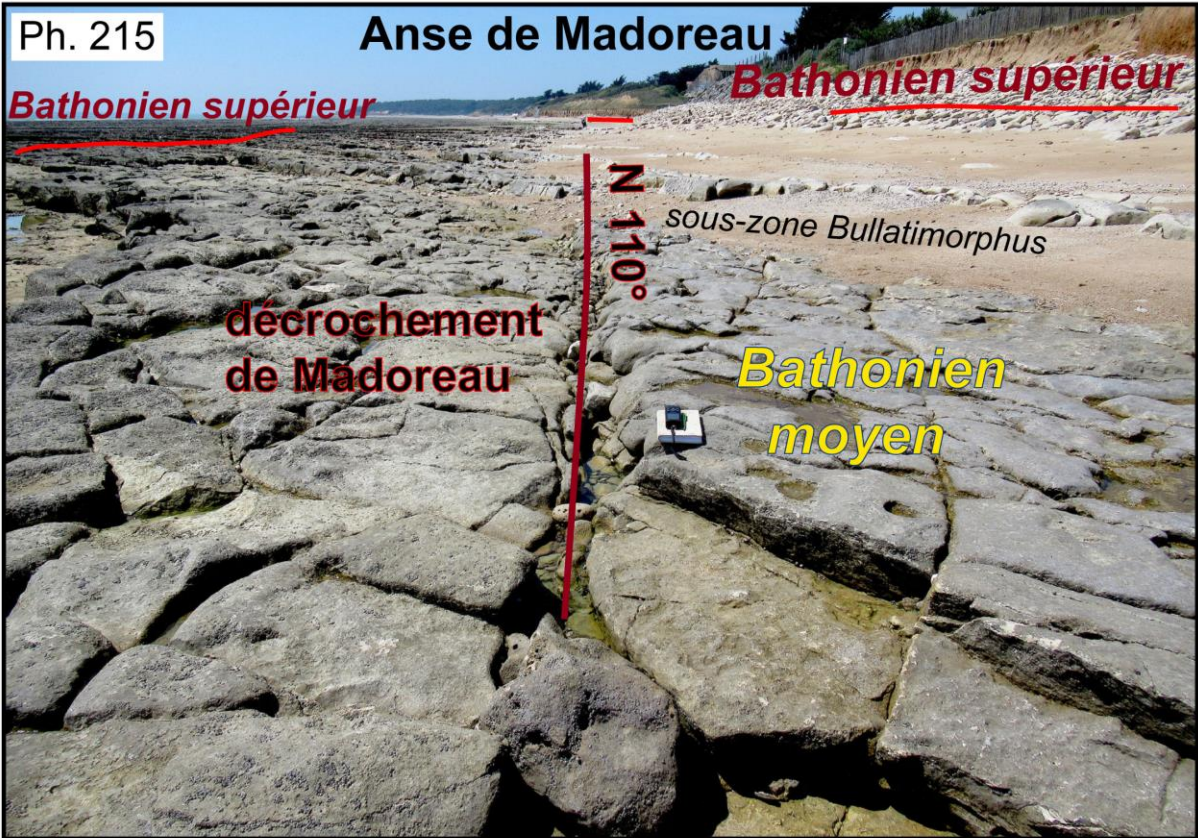
**Bathonien supérieur**

Ph. 214

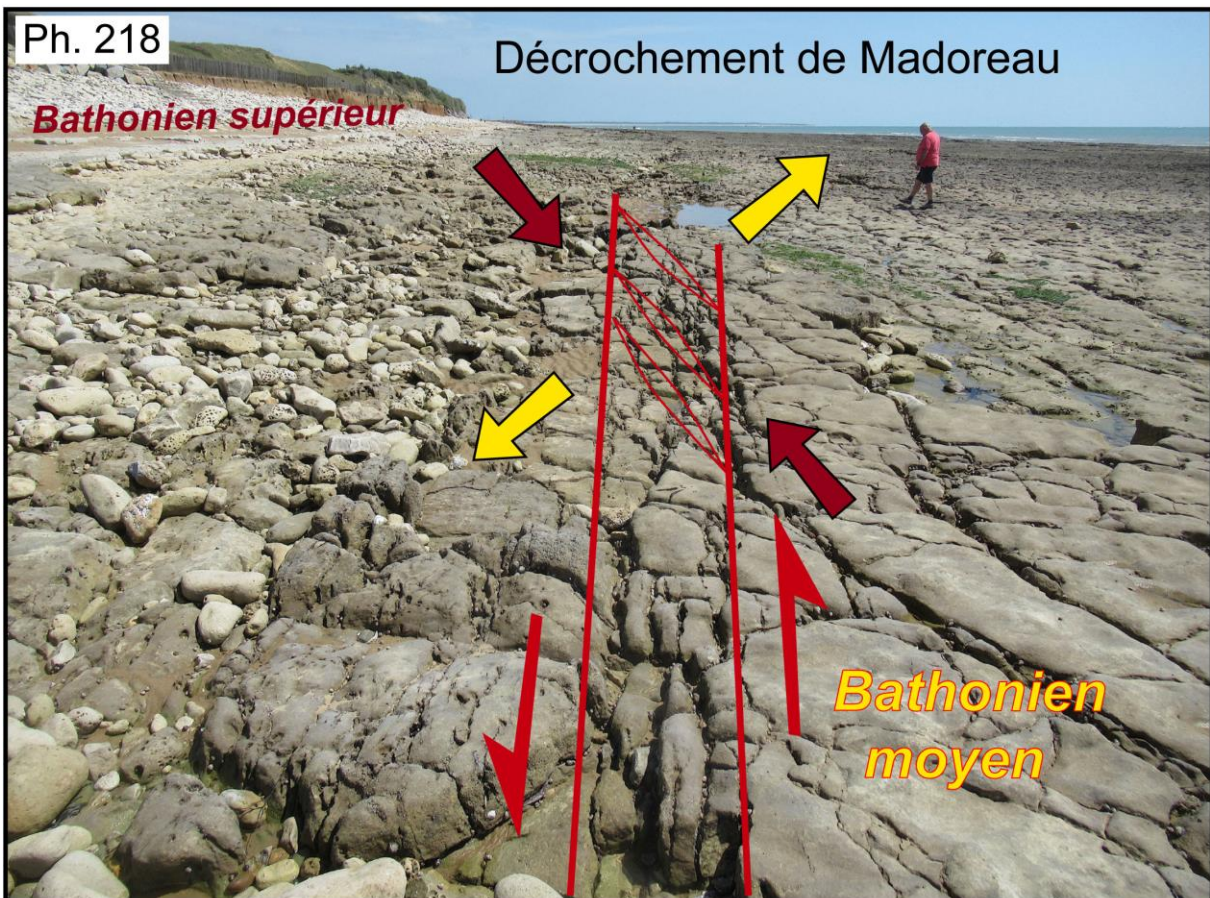
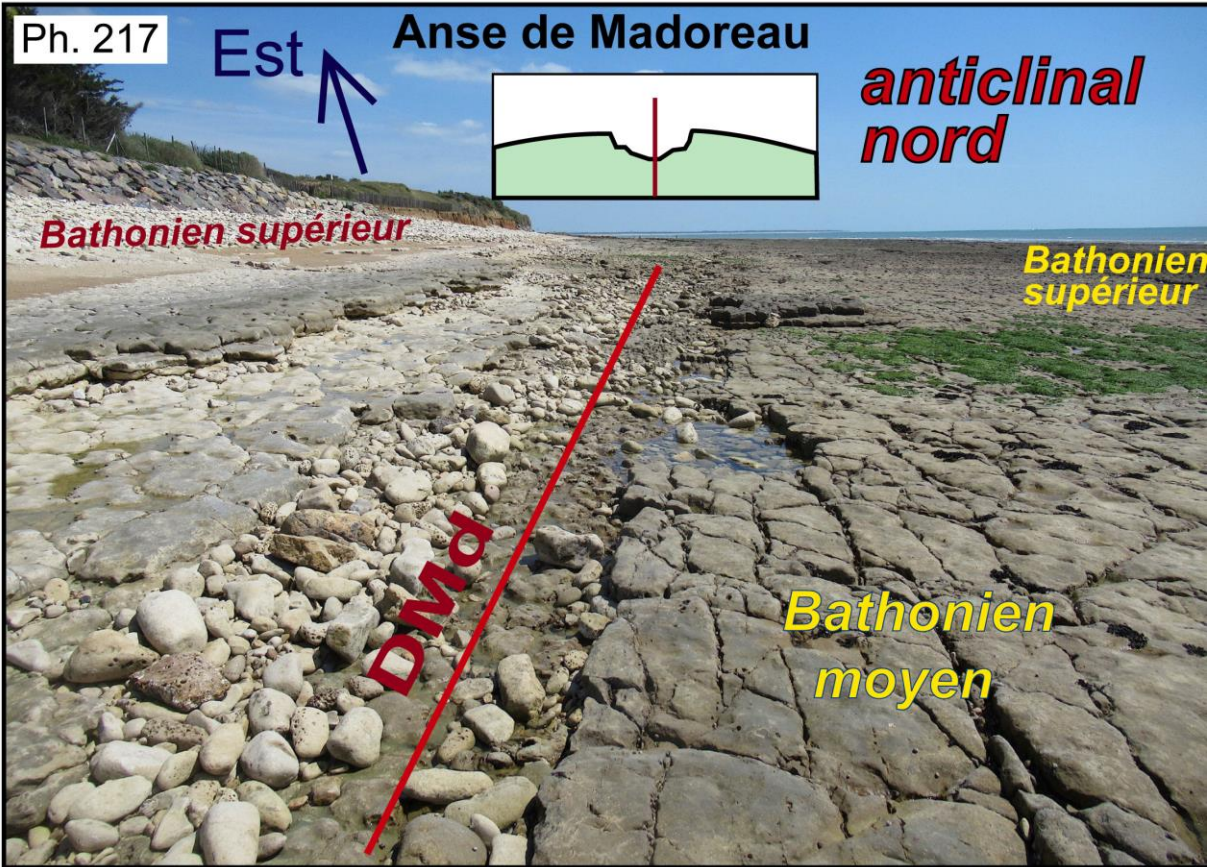
*Homoeoplanulites arisphinctoides*













Ph. 219

estran de Madoreau

Ouest

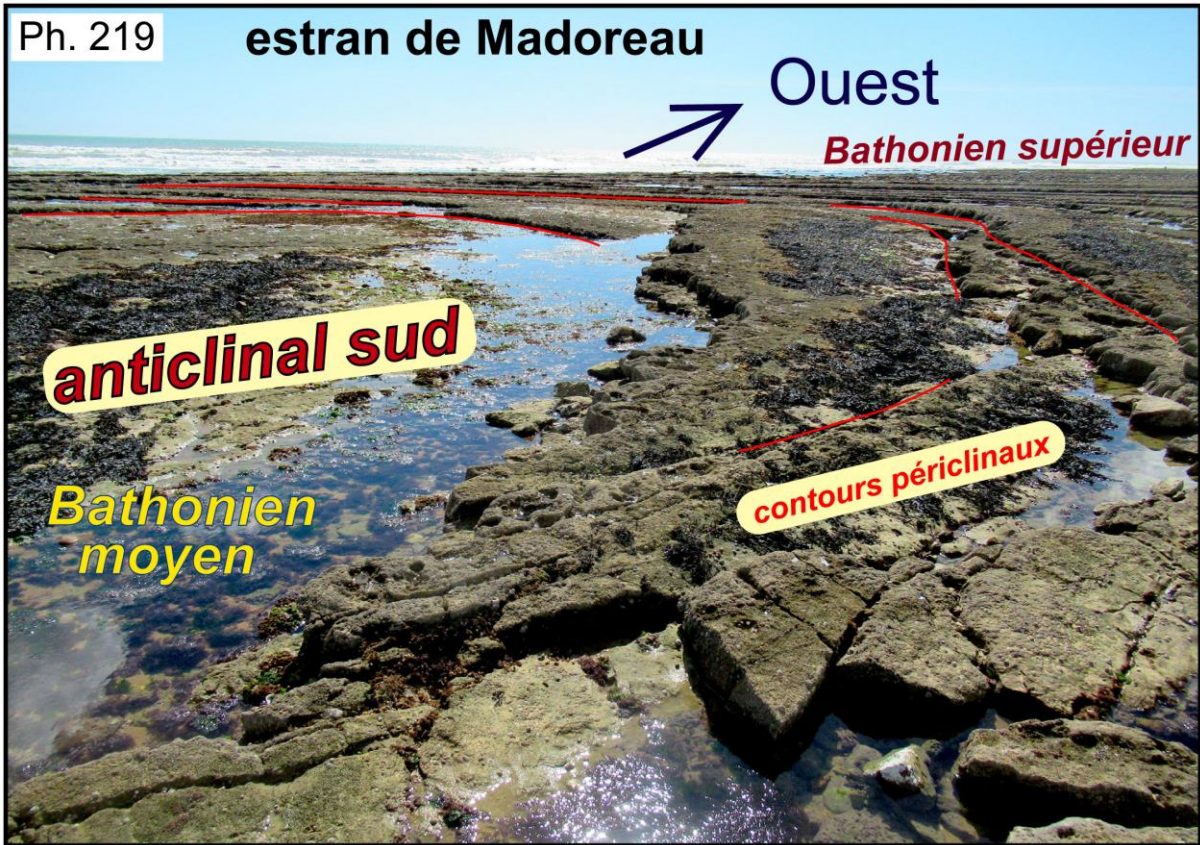
*Bathonien supérieur*



**anticlinal sud**

*Bathonien moyen*

**contours périclinaux**





# Pl. 1 Bajocien inférieur à Bathonien supérieur

Quelques ammonites du Jurassique moyen de l'estran vendéen



*Sonninia propinquans* (Bayle)  
Bajocien inférieur  
Zone à Propinquans,  
Sous-Zone à Patella  
Anse Saint Nicolas, Jard-sur-Mer



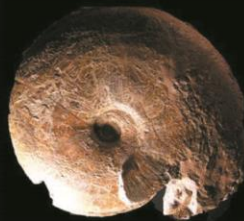
*Sonninia patella* (Waagen)  
Bajocien inférieur  
Zone à Propinquans  
Sous-Zone à Patella  
Anse Saint Nicolas, Jard-sur-Mer



*Sonninia franconica*  
Bajocien inférieur  
Zone à Propinquans  
Sous-Zone à Hebridica  
Anse Saint Nicolas, Jard-sur-Mer



*Otoites sauzei* (d'Orbigny)  
Bajocien inférieur  
Zone à Sauzei  
Anse Saint Nicolas, Jard-sur-Mer



*Dorsetensia tecta* (Buckman)  
Bajocien inférieur  
Zone à Humphriesianum  
Sous-Zone à Edouadiana  
Anse Saint Nicolas, Jard-sur-Mer



*Morphoceras macrescens* (Buckman)  
Bathonien inférieur  
Zone à Zigzag  
Sous-Zone à Macrescens  
Anse du Four à Chaux, Jard-sur-Mer



*Morphoceras pinguis* (Buckman)  
Bathonien inférieur  
Zone à Zigzag  
Sous-Zone à Macrescens  
Anse de Ragounite, Jard-sur-Mer



*Zigzagiceras crassizigzag* (Buckman)  
Bathonien inférieur  
Zone à Zigzag  
Sous-Zone à Macrescens  
Anse de Ragounite, Jard-sur-Mer



*Procerites* sp.  
Bathonien inférieur  
Zone à Aurigerus  
Anse de Ragounite, Jard-sur-Mer



*Oxycerites yeovilensis* Rollier  
Bathonien moyen  
Zone à Progracilis  
Sous-Zone à Progracilis  
Anse de Ragounite, Jard-sur-Mer



*Cadomites linguiferus* (d'Orbigny)  
Bathonien moyen  
Zone à Subcontractus  
Anse de Ragounite, Jard-sur-Mer



*Prohecticoceras retrocostatum*  
(De Grossouvre)  
Bathonien supérieur  
Zone à Retrocostatum  
Anse de Madoreau, Jard-sur-Mer

**Patrick BOHAIN**



## Pl. 2 Bathonien supérieur à Callovien inférieur

Quelques ammonites du Jurassique moyen de l'estran vendéen



*Bullatimorphites hannoveranus*  
(Roemer)  
Bathonien supérieur  
Zone à *Retrocostatum*  
Sous-Zone à *Histicoides*  
Anse de Ragounite, Jard-sur-Mer



*Oxycerites orbis* (Giebel)  
Bathonien supérieur  
Zone à *Discus*, Horizon à *Discus*  
Anse de Belesbat, Saint-Vincent-sur-Jard



*Epistrenoceras contrarium* (d'Orbigny)  
Bathonien terminal  
Zone à *Discus*, Horizon à *Discus*  
Anse de Légère, Jard-sur-Mer



*Homoeoplanulites subbackeriae*  
(d'Orbigny)  
Bathonien terminal  
Zone à *Discus*, Horizon à *Discus*  
Anse de Madoreau, Jard-sur-Mer



*Oxycerites oppeli* (*Kheraicerias*)  
Bathonien terminal  
Zone à *Discus*, Horizon à *Discus*  
Anse de Madoreau, Jard-sur-Mer



*Bullatimorphites bullatus* (d'Orbigny) – microconque  
Callovien inférieur  
Zone à *Bullatus*, Sous-Zone à *Bullatus*  
Anse de Légère, Jard-sur-Mer



*Homoeoplanulites* sp.  
Callovien basal  
Zone à *Bullatus*, Horizon à *Demariae*  
Anse de Légère, Jard-sur-Mer



*Macrocephalites gracilis*.  
Callovien inférieur  
Zone à *Gracilis*, Sous-Zone à *Pictava*  
Anse de Belesbat, Saint-Vincent-sur-Jard



*Indosphinctes patina* (Neumayr)  
Callovien inférieur  
Zone à *Gracilis*, Sous-Zone à *Patina*  
Anse de Madoreau, Jard-sur-Mer



*Reineckeia pictava* (Bourquin)  
Callovien inférieur  
Zone à *Gracilis*, Sous-Zone à *Pictava*  
Anse de Belesbat, Saint-Vincent-sur-Jard



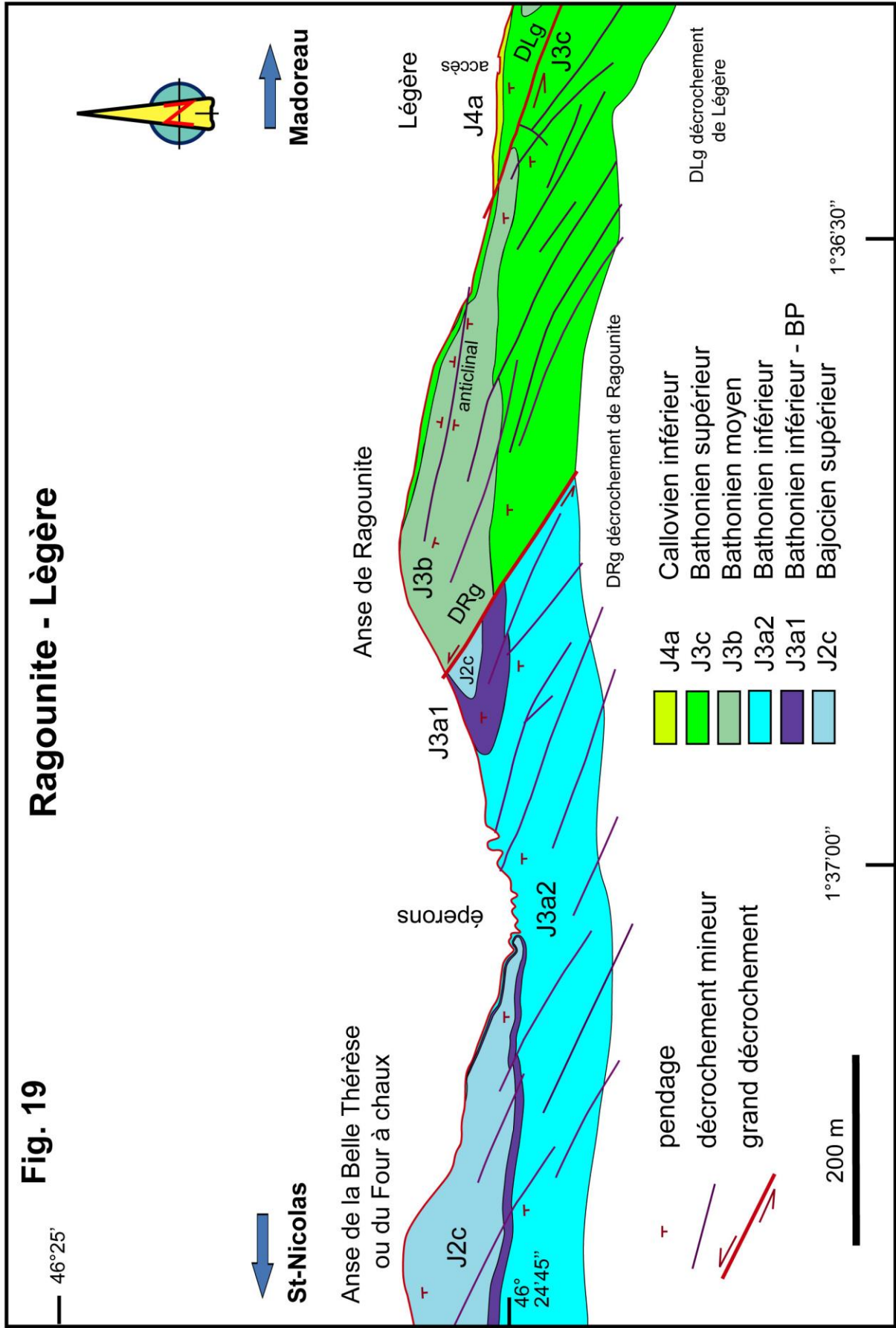
*Hecticoceras* (*Chanasia*) *aureum*  
Zeiss  
Callovien inférieur  
Zone à *Gracilis*, Sous-Zone à *Patina*  
Anse « Clémenceau », Saint-Vincent-sur-Jard

Patrick BOHAIN



Fig. 19

Ragounite - Légère





**Fig. 20**

**Légère - Madoreau**

