

SUR LES TRACES DU COMPLEXE PLUTONIQUE DE SAINT-JEAN-DU-DOIGT, FINISTÈRE AVEC LA COMMISSION DE VOLCANISME

Régine Morizot-Koutlidis, membre de la SAGA.

Le 7 janvier 2021, en Commission de volcanisme, Jean Combettes était intervenu pour nous présenter le complexe gabbro-dioritique de Saint-Jean-du-Doigt, dans le Finistère. « Entre Lannion et Morlaix, sur la côte du Petit Trégor, affleurent des brèches magmatiques aussi variées que spectaculaires, connues de longue date, mais restées longtemps inexplicées. Elles appartiennent à un complexe intrusif, une véritable chambre magmatique fossilisée ».

Cette présentation a donné lieu quelques mois plus tard, en octobre, à un déplacement de la Commission, dont un premier compte rendu a été proposé en janvier 2022. Nous reprendrons ici les observations et l'interprétation que l'on peut en faire, en référence aux travaux antérieurs déjà publiés.

Les lieux visités

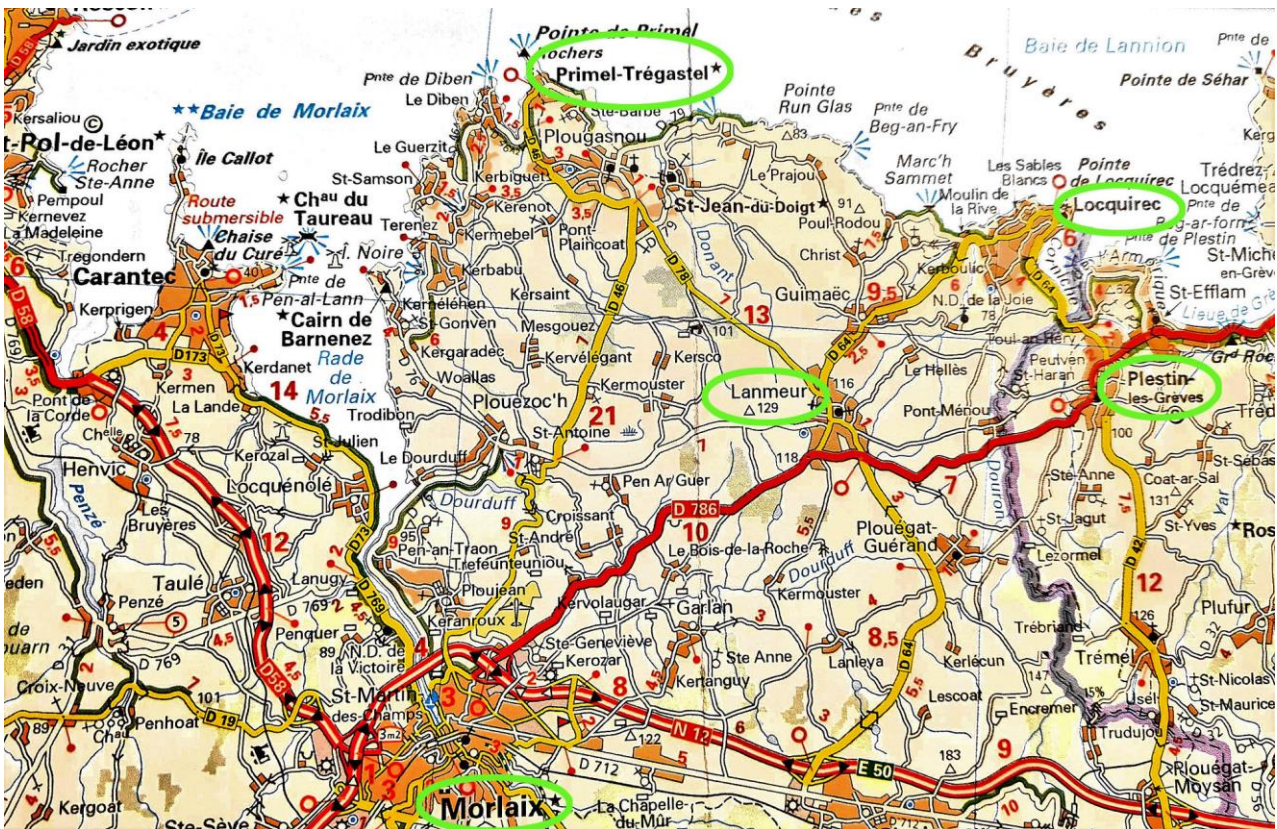


Figure 1. Carte routière IGN Morlaix-Plestin-Les-Grèves-Carentec.
Arrivée du train à Morlaix, puis direction la plage de Saint Jean-du-Doigt (à 20 km).

Sur la carte (figures 1 et 2), notre enquête a porté sur une zone comprise entre Morlaix, Lanmeur et Plestin-les-Grèves, et plus précisément la zone côtière comprise entre Primel-Trégastel et Locquirec (Le Moulin de la Rive).



Figure 2. Carte topographique IGN détaillant la zone explorée, allant de Primel-Trégastel au Moulin de la Rive. Source : InfoTerre, BRGM.

L'histoire géologique de la Terre a laissé sa marque dans les roches bretonnes (figure 3). À travers les noms donnés aux principaux domaines de l'Armorique, on retrouve son histoire géologique, avec la

superposition des deux évènements orogéniques majeurs : les domaines cadomiens nord breton et normano-breton (cette chaîne cadomienne a été active entre - 750 et - 550 Ma) ; les domaines varisques, ou hercyniens, (de - 350 à - 300 Ma) centre-armoricain (et sud-armoricain).

Au nord, on constate que le pays du Léon échappe à toute similitude avec les domaines centre-armoricain et nord-armoricain. Structuré par l'orogénèse hercynienne, le pays du Léon est intensément métamorphisé, contrastant avec le Trégor, à l'est, et le petit Trégor avec Saint-Jean-du-Doigt qui, eux, ont été très peu affectés.

La baie de Morlaix sépare le Léon du domaine nord-armoricain.

La région intermédiaire entre le Léon et le domaine nord-armoricain, le craton¹ du Trégor, région volcano-sédimentaire du Briovérien (de - 670 Ma à - 590 Ma), reposant sur un socle de gneiss icartien âgé de 2 000 Ma environ, a été épargnée par l'orogénèse hercynienne.

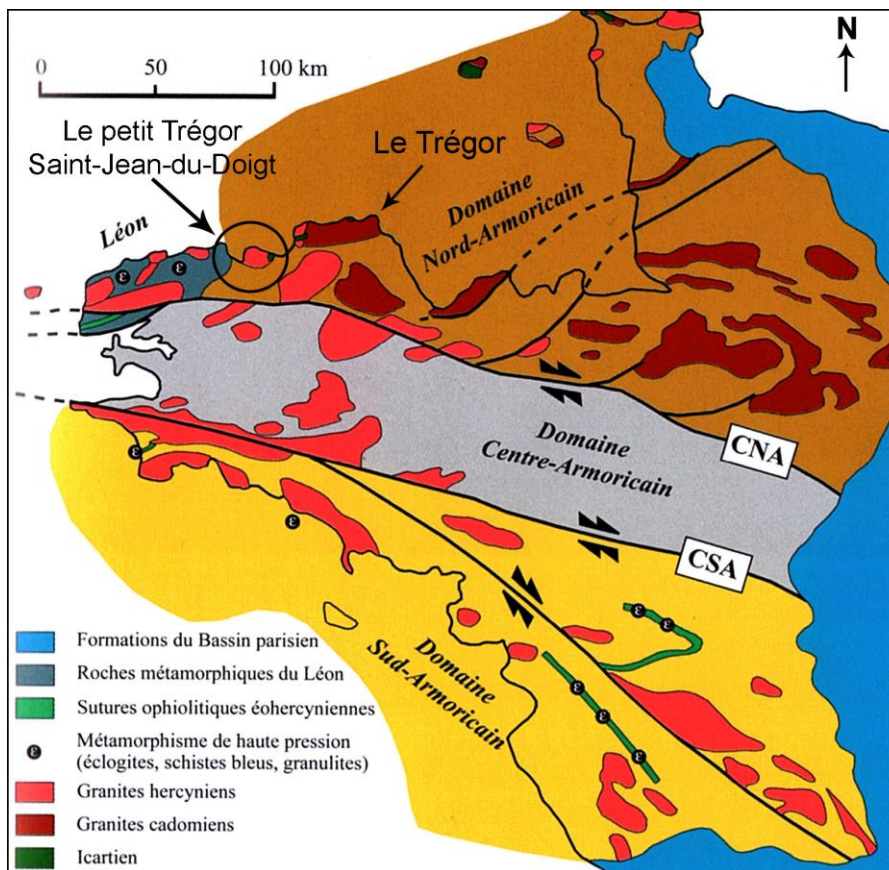


Figure 3. Carte géologique du Massif armoricain, d'après Caroff et Le Gall, 2013. Trois grandes zones sont séparées par deux failles principales d'orientation ouest-est : les domaines nord-armoricain, centre-armoricain (et sud armoricain). Le massif du Léon, à l'extrême nord-ouest, métamorphisé par l'orogénèse hercynienne, échappe à cette segmentation et diffère du Petit Trégor et du Trégor qui lui font suite.

À l'issue d'une extension à l'Ordovicien, révélée par les accidents tectoniques Nord/Sud (figure 4), le complexe gabbro-dioritique du « Petit Trégor » s'est développé, par intrusion, à - 347 Ma environ (« intrusion de Saint-Jean-du-Doigt »).

Puis, entre le Léon et le Trégor, s'est mis progressivement en place le bassin dévono-carbonifère de Morlaix.

Une première étude de terrain avait été initiée par Caroff et Coint, de l'Université de Bretagne occidentale (Brest) en 2007, à l'origine de deux publications (Coint *et al.*, 2008 ; Caroff *et al.*, 2011). Ces auteurs associent alors « le complexe gabbro-dioritique lité de Saint-Jean-du-Doigt » à « un exemple de réservoir magmatique de type MASLI » (*Mafic Silicic Layered Intrusion*) défini par Wiebe (1996). Ce terme s'applique à des complexes plutoniques avec alternance de lits mafiques (gabbros) et intermédiaires (diorites), résultats de réalimentations périodiques du réservoir magmatique.

Notre exploration a porté sur cinq stations de recherche (figure 5).



Figure 5. Les stations de l'exploration : 1 et 2. Saint-Jean-du-Doigt ouest et Saint-Jean-du-Doigt est. 3. Primel-Trégastel. 4. Le Moulin de la Rive (Locquirec). 5. Poul Rodou. D'après Plaine *et al.*, 2007 modifié.

Les observations

1. Le complexe plutonique

Saint-Jean-du-Doigt (sites 1 et 2 sur la figure 5)

La photo aérienne (*Google Earth*) et la vue de la route qui longe le littoral (figures 6 et 7) montrent « l'accident tectonique majeur », une faille érodée, qui fracture la plage en deux parties, ouest et est.

En s'avancant vers l'ouest, le rivage est entaillé de failles qui lui sont perpendiculaires.

La falaise côtière découvre un ensemble hétérogène gabbroïque, de faciès variés. À l'œil nu, cette roche grisâtre ne comporte pas d'olivine ainsi qu'il est habituel. Filons et brèches magmatiques sont visibles sur l'estran. Ces filons et faciès ont attiré l'attention depuis longtemps et ont été décrits en détail par Sandréa (1960).

Plusieurs types de mélanges magmatiques ont pu être observés. Nous repérons un grand panneau (figure 8), à proximité duquel sont retrouvés de grands cristaux de plagioclases² (clairs), non orientés, avec dans la partie médiane des lacunes plus sombres, plus ou moins denses, de texture graphique rappelant l'écriture cunéiforme (figure 9).

Ailleurs, on observe un mélange de magma dioritique et de magma gabbroïque, d'origines différentes, qui prend la forme d'un faciès en émulsion : dans ce cas, le gabbro et la diorite sont intimement mêlés (figure 10).

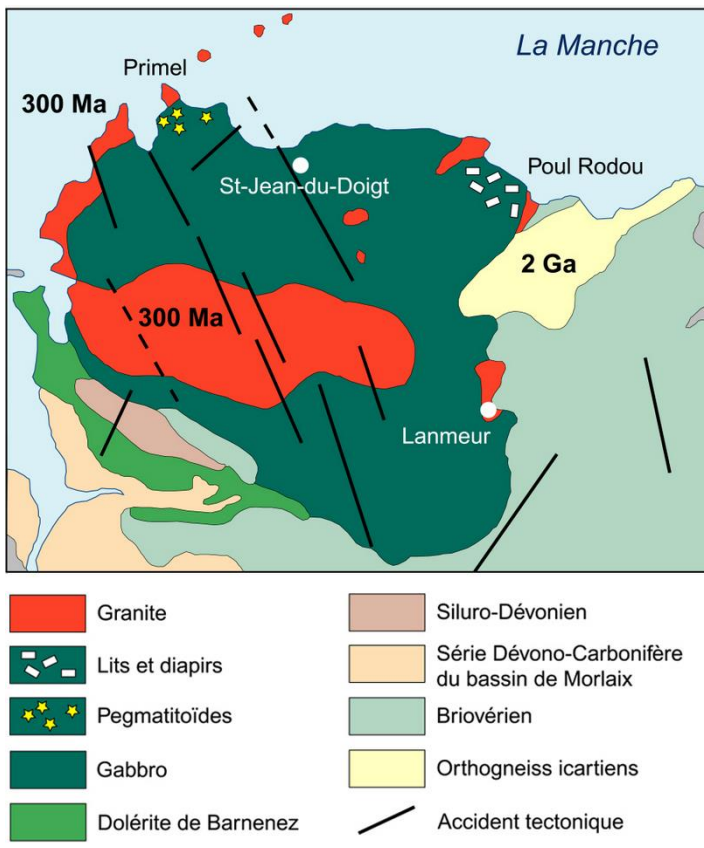


Figure 4. Schéma structural du massif de Saint-Jean-du-Doigt, d'après Caroff et Coint, 2007. Le Petit Trégor, auquel appartient Saint-Jean-du-Doigt, apparaît comme une zone circulaire essentiellement composée de gabbro dans lequel s'insinue une bande de granite. L'ensemble est fracturé d'accidents tectoniques parallèles de direction NNO-SSE.



Figure 6. La faille de Saint-Jean-du-Doigt telle qu'elle apparaît en vue aérienne (Google Earth) (à gauche) et vue de la route (à droite). Photo R. Morizot-Koutlidis.



Figure 7. La plage de Saint-du-Doigt où commencent nos explorations (à gauche, la partie ouest ; à droite, la partie est). Photos R. Morizot-Koutlidis.



Figure 8. Le grand panneau de Saint-Jean-du-doigt (partie ouest), point de repère avant d'accéder aux points d'intérêt. Photo D. Rossier.

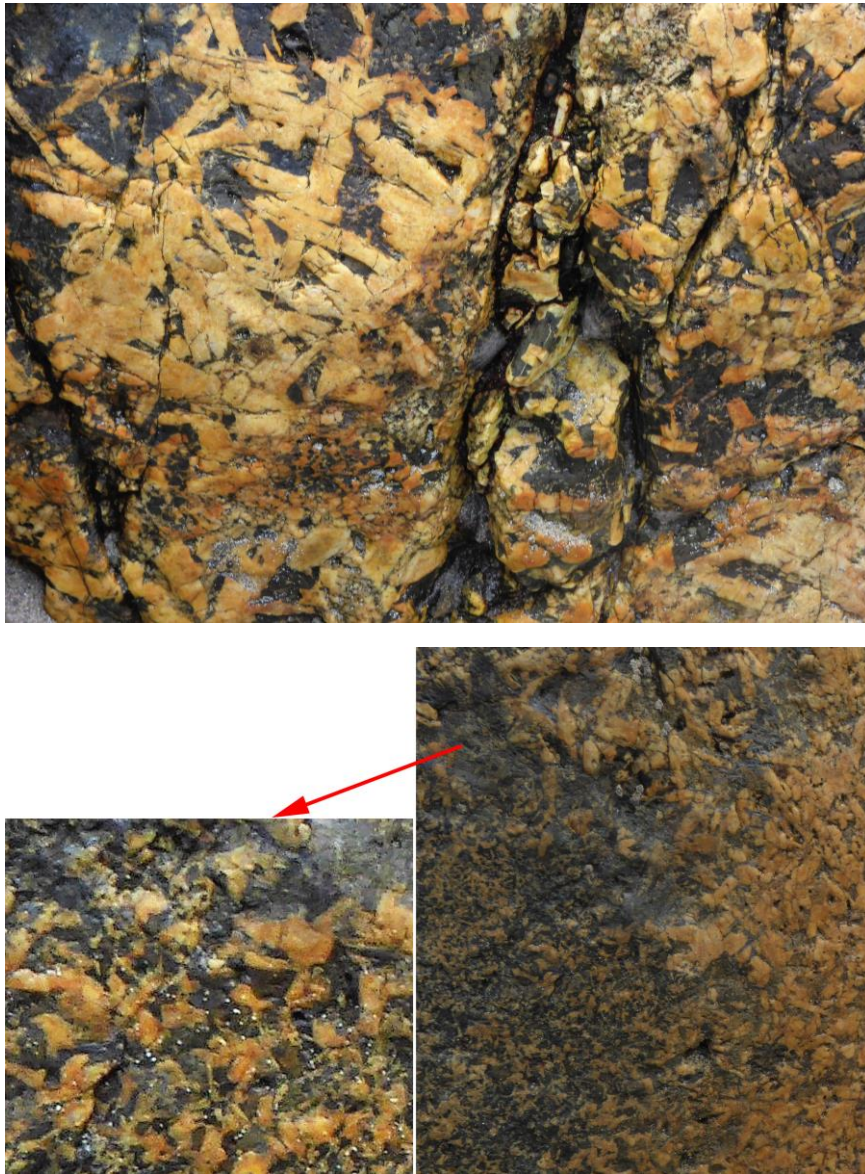


Figure 9. Grands cristaux de plagioclases et zones micro-pegmatitiques.
Photos R. Morizot-Koutlidis.



Figure 10. Faciès en émulsion. Les blocs de diorite sont parfois zonés de bandes dans lesquelles gabbro et diorite sont intimement mélangés (émulsion).
Photo a : D. Rossier ; photo b: R. Morizot-Koutlidis.

On remarque régulièrement des mélanges moins intimes de gabbro et diorite, avec faciès dits « lobés » (figure 11), noyaux de gabbro arrondis au sein de zones de diorite.

En nous dirigeant vers le côté est de Saint-Jean-du-Doigt, les profils deviennent plus chaotiques, avec des brèches à contours francs, anguleux (faciès géométriques, figure 12). On parle de fracturation hydraulique, en référence à un aspect d'éclatement d'une roche déjà solidifiée, sous l'effet de la pression

exercée par un nouveau magma ascendant d'une autre nature.

Les masses de gabbro sont parcourues de filons apliques qui, parfois, gardent l'empreinte ultérieure de contraintes, de cisaillements, de mouvements postérieurs à leurs dépôts, et avant solidification : à-coups, figures sigmoïdales... (figure 13).

Le gabbro de Saint-Jean-du-Doigt a été mis en place à - 350 Ma environ et précède la tectonique varisque.



Figure 11. *Faciès lobé. Ici, l'émulsion fait place à des mélanges moins intimes, avec des blocs aux contours arrondis. Photo a : R. Morizot-Koutlidis ; photo b : Plaine et al. 2007.*



Figure 12. *Faciès géométrique. Le côté oriental de Saint-Jean-Du-Doigt fait place à un aspect à contours anguleux, nets, évoquant une fracturation hydraulique du bloc. Photo a : R. Morizot-Koutlidis ; photo b : D. Rossier*

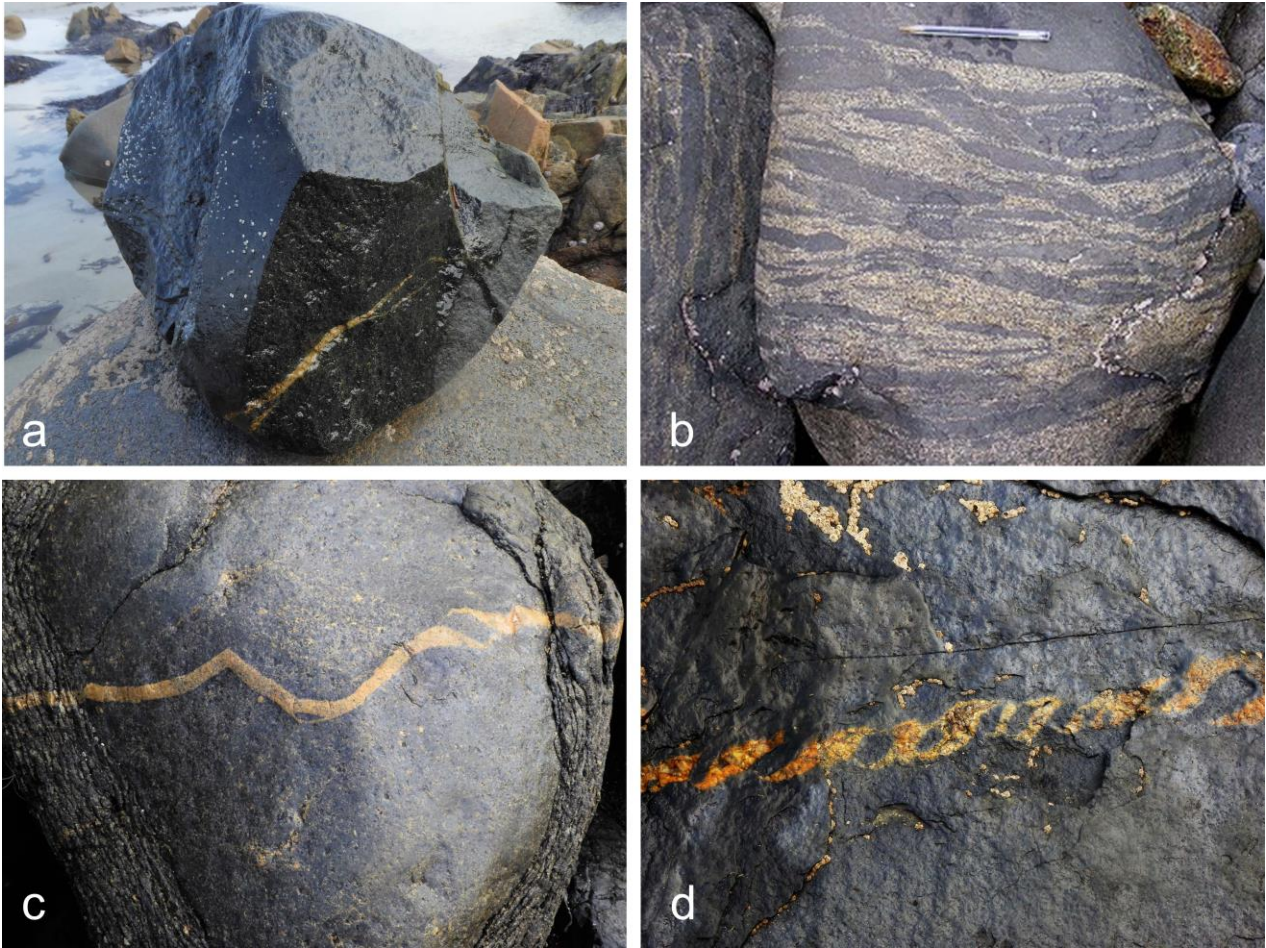
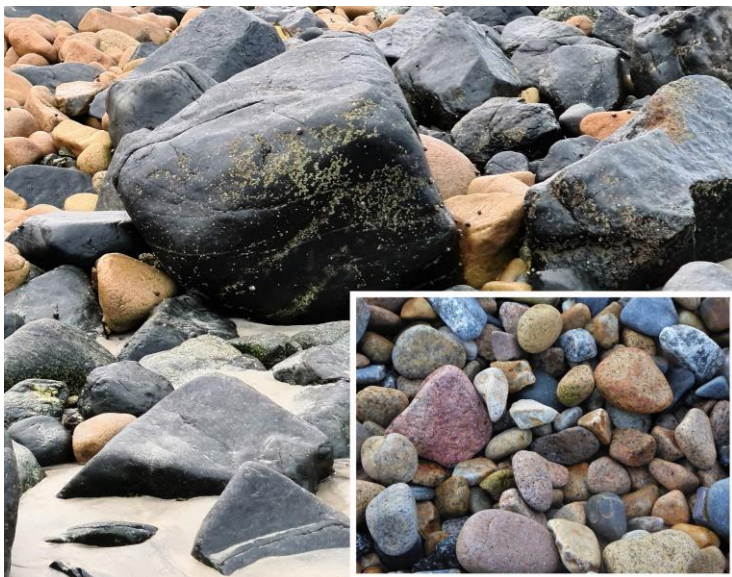


Figure 13. Filons aplitiques dans les gabbros. Le gabbro est parcouru de filons dont les trajets ont parfois été entravés par des mouvements tectoniques ultérieurs à leurs dépôts.

Photos R. Morizot-Koutlidis, sauf b : Plaine et al., 2007.

Primel-Trégastel (site 3 sur la figure 5)



La plage que nous traversons est d'abord riche de couleurs (figure 14). Un peu plus loin affleure un gabbro à grands cristaux de plagioclases clairs et amphiboles³ sombres (figure 15).

Avant ce grand affleurement de pegmatitoïdes⁴, on observe des cumulats⁵ de texture inhabituelle (figure 16) : les petits plagioclases ressortent sur le fond sombre des ferro-magnésiens, avec une densité modeste. On note l'absence de stratification, pourtant caractéristique des cumulats. Un aspect rubané clair à forte densité de plagioclases se rapproche plus de la texture habituelle.

On rencontre aussi, à Primel, les granites rouges nord armoricains, décrits pour la première fois en 1909 par Barrois, qui forment un alignement plutonique du Carbonifère tardif, de Flamanville à Ouessant.

◀ Figure 14. La plage de Primel-Trégastel. Gabbro, diorite, ainsi que pegmatitoïdes⁶ éclairent la plage de couleurs nouvelles. Photos R. Morizot-Koutlidis.



Figure 15. Grands cristaux de plagioclases et amphiboles.
La taille de ces minéraux peut atteindre plusieurs centimètres. Photos R. Morizot-Koutlidis.



Figure 16. Les cumulats. Densité modérée de plagioclases sur fond sombre, ce qui est inhabituel.
Photos D. Rossier.

Poul Rodou

(site 5 sur la figure 5)

Depuis la plage de Poul Rodou, on devine au loin, côté ouest (figures 17 et 18), la pointe de granite (indiquée par les flèches sur la figure 18), de composition identique à celui de la baie de Morlaix.

Le gabbro est l'unité prédominante sur l'estran de Poul Rodou que nous avons exploré (figure 19) ; il est parcouru de lits dioritiques. Aujourd'hui inclinés, mais à l'origine horizontaux, les lits dioritiques sont bien identifiables au sein d'un ensemble gabbroïque sombre, relativement homogène (figure 20).

Ce mélange très particulier qui forme des diapirs est généré lorsque gabbro et diorite, contemporains, se mettent en place presque en même temps. Le gabbro commence une lente cristallisation ; sa densité diminue de bas en haut. Des injections successives de magma dioritique s'élèvent verticalement par différence de gravité jusqu'à ce que les densités soient égales, ce qui forme des lits horizontaux.

Ceux-ci se différencient localement ; des cristaux de feldspath s'accumulent à la surface du lit, où ils flottent et forment cette « écume » en limite du gabbro, avec accumulation des feldspaths en surface, ce qui génère les diapirs. La texture pegmatitique du magma dioritique, riche en fluide, le rend moins visqueux que le magma gabbroïque, et ceci s'exprime dans la morphologie des diapirs (« en champignon »).

La densité est un paramètre qui dépend de la chimie du magma et de sa charge cristalline (Bottinga et Weill, 1970), donc également de sa pression et de sa température (figure 21).

Outre ce faciès spécifique, on retrouve une émulsion gabbro/diorite qui se crée à partir d'une bordure « fractale » de l'interface entre les deux magmas (figure 22).

Dans ce cas, c'est le gabbro qui se mélange finement dans la diorite.

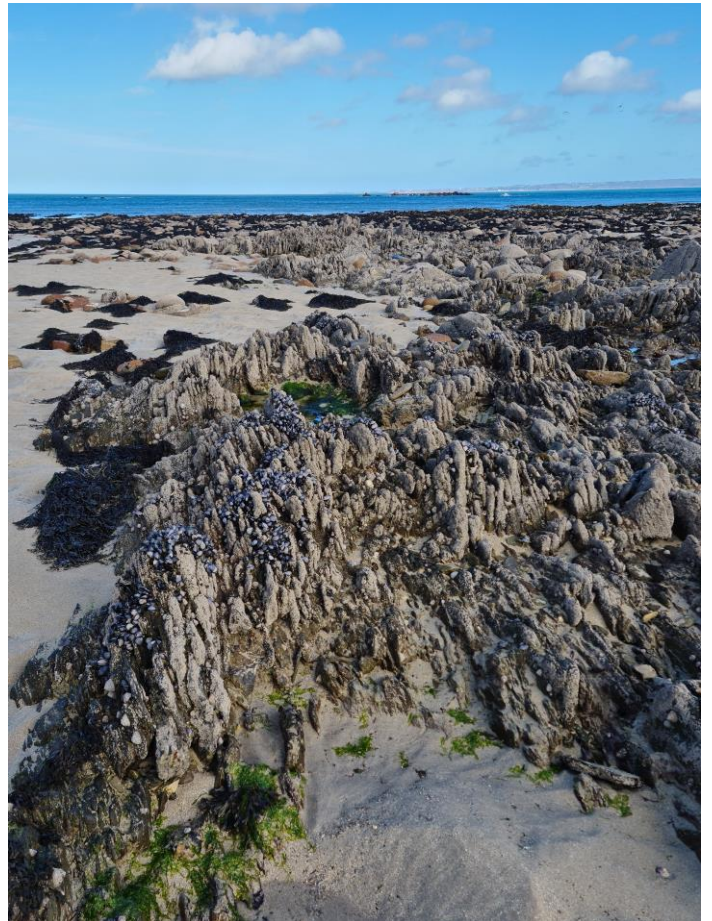


Figure 17. L'estran de Poul Rodou et vues du promontoire granitique qu'il nous faut contourner.
Photos R. Morizot-Koutlidis.



Figure 18. L'estran de Poul Rodou, Google Earth.
Les flèches indiquent le promontoire granitique contourné.

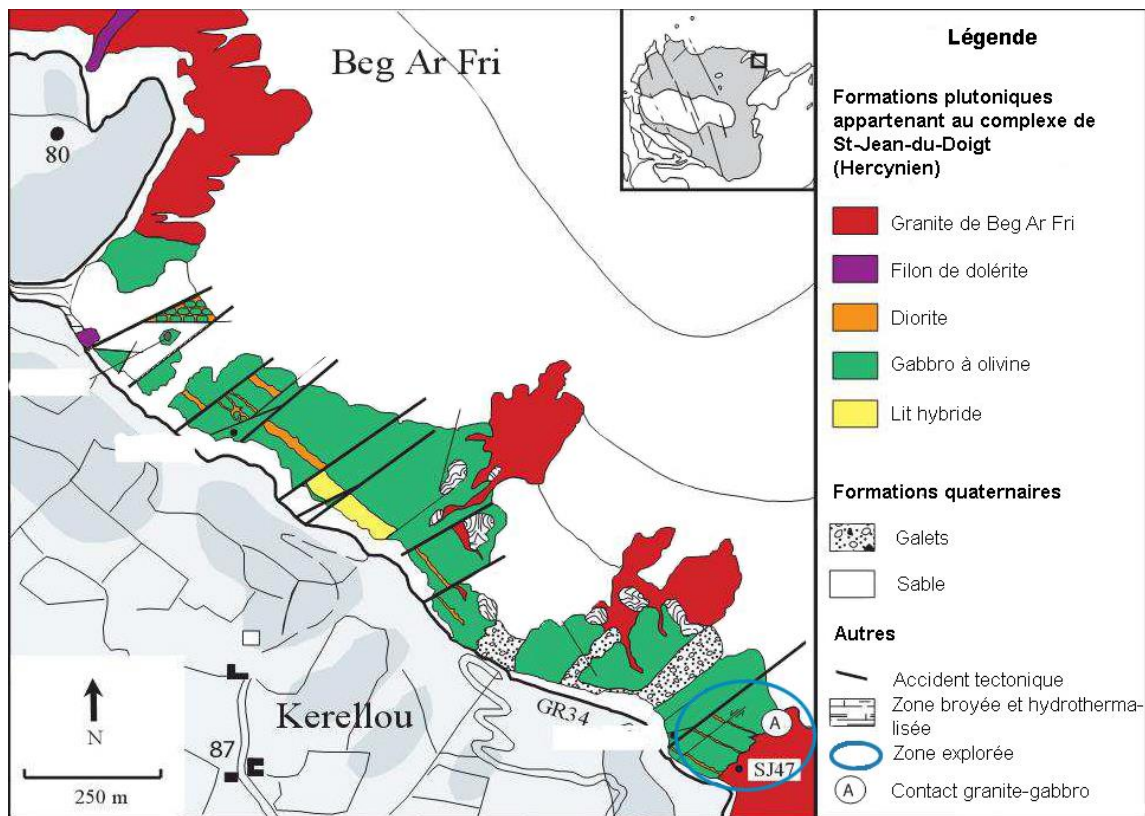


Figure 19. Carte géologique détaillée de la côte entre Poul Rodou et Beg Ar Fri.
Le cercle bleu, en bas à droite, représente la zone explorée. D'après Coint et al., 2008.



On dénomme «diapirs» ces sortes de bulles qui, à la surface du filon, s'échappent à la verticale (1) et qui sont, éventuellement, secondairement inclinées par des mouvements tectoniques (2).

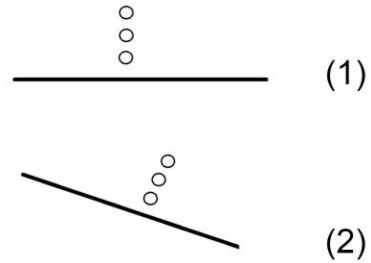


Figure 20. Lits et diapirs à Poul Rodou.

À partir d'un lit initialement horizontal, s'échappent des bulles, des filets plus ou moins ramifiés. Le schéma les représente avant et après les mouvements tectoniques secondaires. Photos a et c : R. Morizot-Koutlidis ; b et d : D. Rossier.

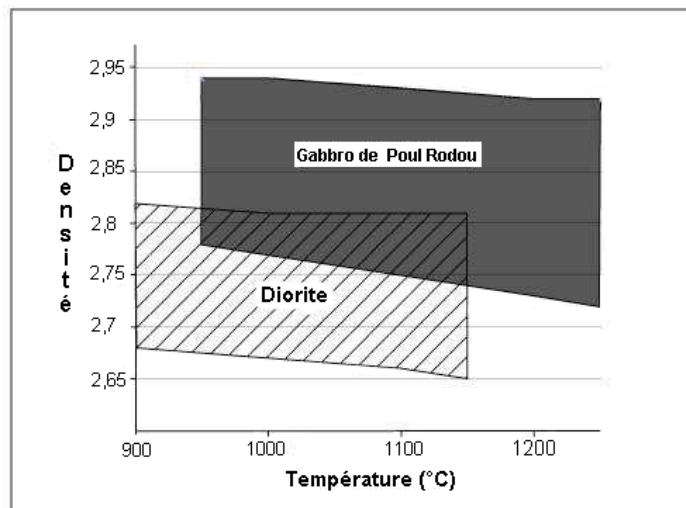


Figure 21. Densité du gabbro et de la diorite de Poul Rodou, en fonction de la température. Leurs plages de densité se recoupent partiellement, ce qui explique les différents types de mélanges et les lits observés. D'après Coint et al., 2008.

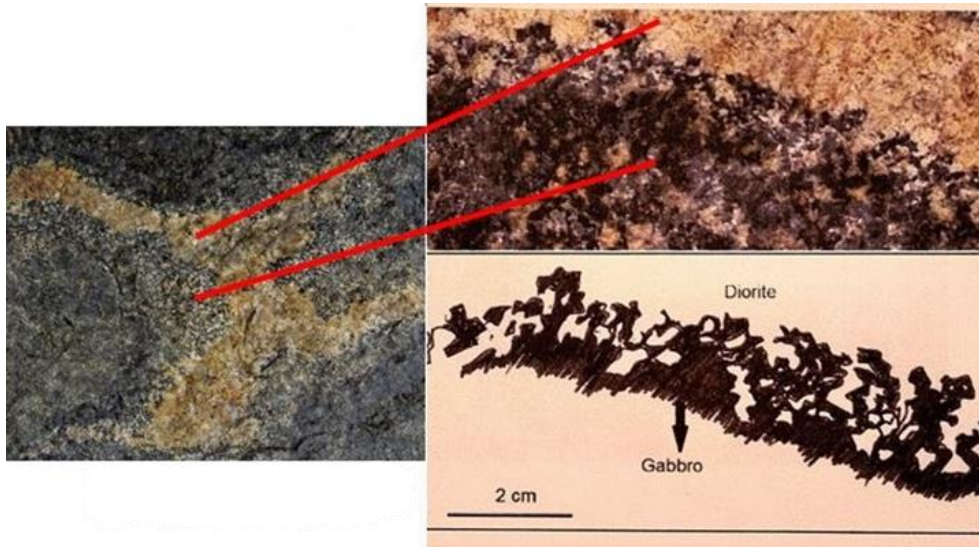


Figure 22. Structure fractale de la jonction gabbro-diorite.
Dans ce cas, c'est le gabbro qui se mélange finement dans la diorite.
Photos et dessin D. Rossier et J. Combettes.

2. Le Moulin de La Rive (Locquirec) (site 4 sur la figure 5)



Figure 23. L'estran du Moulin de la Rive et détail sur les galets. Photos R. Morizot-Koutlidis.



Figure 24. Gneiss icartien du Moulin de la Rive. Photos R. Morizot-Koutlidis.

Sur cette plage renommée, et fréquentée par les surfeurs, les galets nous livrent des couleurs plus homogènes, grisâtres ou orangées (figure 23).

Cette zone recèle d'ultimes traces de l'orogénèse icartienne, dans le domaine cadomien armoricain. On en rencontre également dans le Cotentin, dans les Côtes-d'Armor et à Guernesey.

L'orthogneiss icartien, monzogranitique (figure 24) affleure sur une dizaine de km², en bordure nord-ouest des formations briovériennes du Petit Trégor dont il constitue le soubassement.

Dans le commentaire de la carte géologique de la France, section Plestin-les-Grèves, Chantraine précise le caractère granitique de ces orthogneiss (Chantraine *et al.*, 1986).

La foliation est à peine discernable sur la vue rapprochée de la face fraîchement fracturée, mais il s'agit bien d'un gneiss icartien micro-œillé (figure 25).

La datation par la méthode U/Pb sur zircons fixe l'âge de la roche à - 2 000 Ma (Auvray *et al.*, 1980).



► Figure 25. Fracturation d'un échantillon de gneiss icartien (en haut). Une vue rapprochée (en bas) confirme qu'il s'agit d'un gneiss micro-œillé. Photos D. Rossier.

Que peut-on en déduire ?

Nous avons rencontré, d'ouest en est :

- des granitoïdes, puis des pegmatitoïdes à grands plagioclases et des cumulats, à Primel-Trégastel ;
- des mélanges de gabbro et diorite, à Saint-Jean-du-Doigt (faciès lobés et géométriques, lits, émulsions) ;
- des gabbro-diorites (lits et diapirs, émulsion), des granitoïdes à Poul Rodou ;

- des gneiss icartiens, au Moulin de la Rive.

Un premier schéma expliquant cette succession pourrait être celui-ci représenté en figure 26.

On suppose ainsi l'érosion du pluton d'une formation sphérique, reposant sur un socle partiellement détruit par l'émergence de cette poche.

Le schéma de l'équipe de Coint *et al.* (2011), plus précis sur le plan géologique, est ainsi retracé (figure 27).

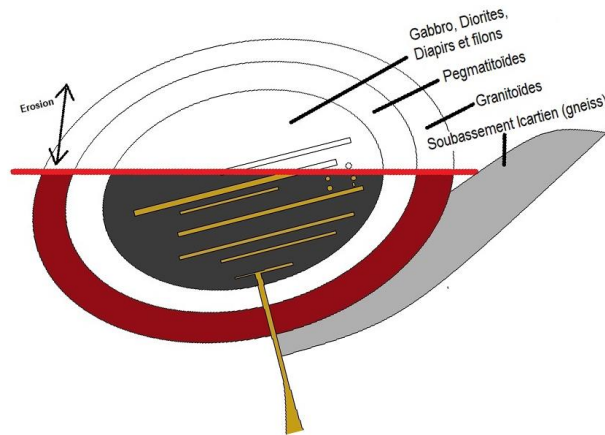


Figure 26. Schéma théorique d'une chambre érodée, selon nos observations. D'est en ouest, on retrouve la trace du soubassement icartien, puis les granitoïdes, les pegmatitoïdes et les mélanges gabbro-diorite se succèdent. L'érosion a mis au jour les différentes couches.

Schéma R. Morizot-Koutlidis.

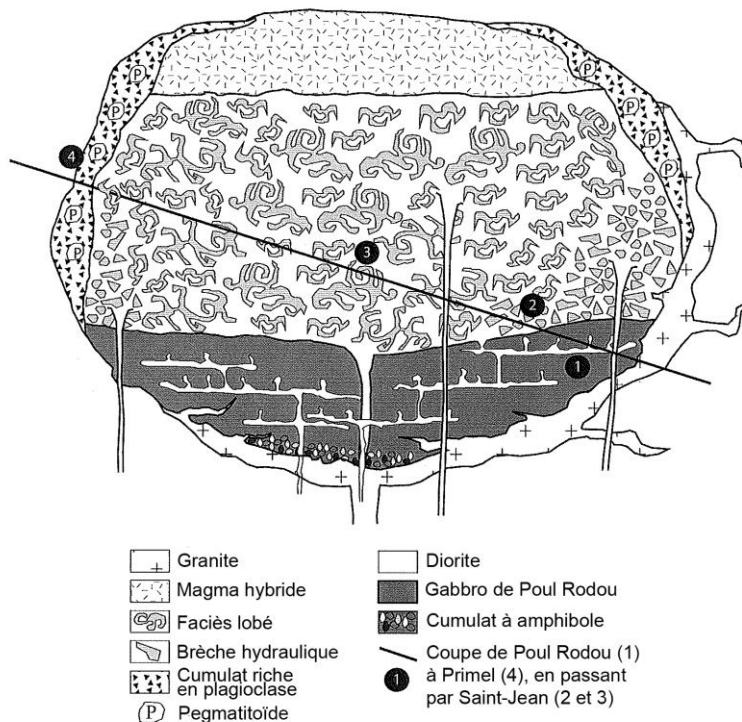


Figure 27. Modèle de réservoir pour le complexe de Saint-Jean-du-Doigt (d'après Coint *et al.*, 2011). Ici sont précisées les zones où sont observés les différents mélanges (faciès lobés, faciès anguleux), les cumulats à plagioclases, les cumulats à amphiboles.

Ainsi, l'intrusion de Saint-Jean-du-Doigt a les caractéristiques d'une chambre magmatique. Quand un système plutonique ou hypovolcanique s'éteint définitivement, ce qui peut durer quelques millions d'années (cas par exemple du pluton du complexe de Ploumanach en Trégor, ou du massif d'estérellite en Estérel), le contenu de la chambre magmatique finit par cristalliser complètement en donnant naissance à des roches plutoniques comme le gabbro, issu de la cristallisation d'un magma basaltique, la diorite à partir d'un magma andésitique, et des granitoïdes en général.

Ces roches ignées intrusives (diorite, gabbro) se composent de pyroxène, amphiboles, plagioclases (figure 28). À Saint-Jean-du-Doigt, il y a peu ou pas d'olivine. Ces roches sont dépourvues de quartz.

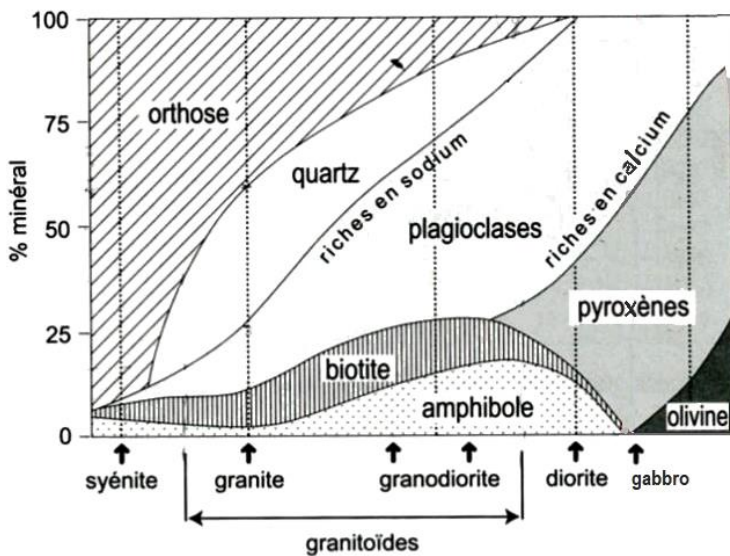


Figure 28. Composition des roches ignées (magmatiques). Ces roches ignées intrusives (diorite, gabbro) se composent de pyroxène, amphiboles, plagioclases. In Rossier, 2019.

Ces roches ignées intrusives sont originaires de deux magmas bien distincts et se seraient mises en place au moment de la réactivation tardive, en extension, d'un accident hercynien majeur (Chauris, 1991). Elles peuvent être datées de - 290 à - 300 Ma. Mis en place à la période tardi-hercynienne, ces granitoïdes atteignent le plus haut niveau des sédiments paléozoïques, le Carbonifère.

Les restes de chambre magmatique fossilisée sont rares. L'originalité de Saint-Jean-du-Doigt réside aussi dans son exhumation par érosion, qui permet de repérer les différents lits de roches plutoniques, les cristallisations périphériques, le soubassement. On peut citer celle du Skaergaard, au Groenland, ou le complexe de Rum, en Écosse, datant toutes deux du Paléocène.

Des chambres profondes ont aussi été mises en évidence par tomographie sismique, ce qui permet à la fois d'en définir la forme, la taille, mais aussi le pourcentage de matériel fondu qu'elles contiennent (Bardintzeff, 2021) lorsqu'elles restent enfouies.

En conclusion

Cette exploration nous a permis de retrouver, *in situ*, sur une toute petite partie du littoral armoricain, à travers les roches et les minéraux qui ont pu être étudiés, l'histoire géologique chaotique de la terre bretonne.

Aussi loin que l'on puisse remonter, on touche du doigt la genèse du substratum primordial, le socle icartien (- 2 000 Ma environ, Protérozoïque), à Locquirec. Érodé, ensablé, immergé, son histoire reste obscure pendant plus de 1 000 Ma.

Le premier « accident » est l'émergence des chaînes cadomiennes (- 550 Ma environ, Cambrien) : le Massif armoricain, le Massif central en font partie. Plissement, métamorphisme, granite et laves, émergence, érosion font alors leur œuvre. Il en reste quelques zones dans le domaine nord-armoricain, à l'est de la zone explorée.

Dans la période intermédiaire (précédant le second accident orogénique), à l'Ordovicien (- 480 Ma environ), une phase d'extension induit plus tard, d'une part, l'immersion et le dépôt de sédiments (comme dans le bassin de Morlaix) ; d'autre part, la possibilité de remontées magmatiques et la création de chambres magmatiques (le gabbro de Saint-Jean-du-Doigt est daté de - 350 Ma environ).

L'émergence des chaînes varisques au cours du Carbonifère (- 320 Ma environ) est à l'origine d'un profond remaniement des reliefs en place : granitoïdes (de Primel-Trégastel), grandes failles, enfouissement des granites cadomiens.

Plusieurs travaux, ces dernières années, ont révélé l'intérêt de l'intrusion de Saint-Jean-du-Doigt dans la compréhension du fonctionnement de ces réservoirs lités (MASLI) qui associent deux types très différents de matériaux : mafiques, d'une part, et acides, d'autre part.

D'autres sont sans doute encore à découvrir ?

Bibliographie

Auvray B., Maillet P. et Vidal P., 1980. Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France) : âge et signification ? *Can J. Earth Sci.*, 17, p. 532-538.

Bardintzeff J.-M., 2021. *Volcanologie*. Éd. Dunod, 6^e éd., p. 19.

Bottinga Y. et Weill F., 1970. Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components. *Am. J. Sci.*, 269, p. 169-182.

Caroff M. et Le Gall B., 2013. Curiosités géologiques du Léon. BRGM Éditions / Éditions Apogée, 110 pages.

Caroff M., Coint N., Hallot E., Hamelin C., Peucat J.-J. et Charreteur G., 2011. The mafic-silicic layered intrusions of Saint-Jean-du-Doigt (France) and north-Guernesey (Channel Islands), Armorican Massif : gabbro-diorite layering and mafic cumulate-pegmatoid association. *Lithos*, Elsevier, 2011, 25, p. 675-692. <https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-00589245/fr/>

Chantraine J., Chauris L., Cabanis B., Chauris M.-M., Larsonneur C., Herrouin Y., Rabu D., Lulzac Y. et Bos P., 1986. Notice explicative de la feuille Plestin-les-Grèves à 1/50 000. BRGM Éd., 84 pages.

Chauris L., 1991. Le granite porphyroïde de Porspaul dans l'île d'Ouessant : un nouvel élément dans la ceinture des granites rouges du Massif armoricain (France). *C. R. Acad. Sci.*, série II, 313, p. 245-250.

Coint N., Hamelin C. et Caroff M., 2008. Le complexe gabbro-dioritique de Saint-Jean-du-Doigt, Massif Armorican : un exemple de réservoir magmatique de type MASLI. *Bull. Soc. géol. Minéral. Bretagne*, (D), 5, p. 1-29.

<https://sgmb.univ-rennes1.fr/images/publications/B5/1-coint-et-al.pdf>

Foucault A., Raoult J.-F., Platevoet B. et Cecca F., 2020. Dictionnaire de Géologie, 9^e édition. Éd : Dunod, 408 pages.

Plaine J., Caroff M. et Coint N., 2007. Le complexe gabbro-dioritique de Saint-Jean-du-Doigt, Finistère. Compte rendu de la sortie du 17 mars 2007 de la Société géologique et minéralogique de Bretagne (SGMB).

<https://sgmb.univ-rennes1.fr/12-excursions/54-st-jean-du-doigt>

Sandrea A., 1960. Contribution à la lithologie de la côte nord de la Bretagne. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 258, tome LVI, 115 pages.

Wiebe R.A., 1996. Mafic-Silicic Layered Intrusions : the role of basaltic injections on magmatic processes and the evolution of silicic magma chamber. In Brown M., Candela P.A., Peck D.L., Stephens W.E., Walker R.J. et Zen E. an (Eds). *Origin of Granites and Related Rocks. Special paper of the Geological Society of America*, 315, p. 235-242.

Voir aussi

(sur le site Internet de la SAGA, partie adhérents)

Combettes J., 2021. Le complexe dioritique de Saint-

Jean-du-Doigt. Commission de volcanisme, janvier 2021.

Combettes J. et Rossier D., 2021. Voyage d'étude au complexe mafique de Saint-Jean-du-Doigt. Observation sur les mélanges de liquides magmatiques et questions. Commission de volcanisme, octobre 2021.

Rossier D., 2019. Les gabbros. Commission de volcanisme du 6 mars 2019.

Quelques définitions

(d'après le Dictionnaire de Géologie, Foucault et al., 2020)

¹**Craton** : élément ancien de la croûte continentale qui a survécu à la fusion et à la séparation des continents, depuis au moins 500 Ma. C'est une vaste portion stable du domaine continental, en dehors des zones orogéniques (par opposition aux zones instables déformées, les orogènes).

²**Plagioclases** : ce sont des minéraux silicatés, des tectosilicates de la famille des feldspaths. Leur composition chimique varie d'un cristal à l'autre, pouvant prendre toute valeur comprise entre deux compositions extrêmes, celle du pôle albite (NaAlSi₃O₈) à celle du pôle anorthite (CaAl₂Si₂O₈).

³**Amphiboles** : les amphiboles sont une famille de minéraux, silicates de fer, de calcium ou de magnésium. Elles cristallisent dans les systèmes orthorhombique et monoclinique, en prismes très allongés, avec un clivage typique selon les faces du prisme. Elles appartiennent au groupe des inosilicates.

⁴**Pegmatitoïde** : pegmatite sans quartz, avec plagioclases, pyroxène, amphibole, orthose et néphéline, le plus souvent liée aux massifs de gabbro et syénite néphélinique.

⁵**Cumulat** : roche magmatique grenue, formée dans un réservoir magmatique par concentration sous l'action de processus variés, au sein d'un magma de cristaux précoces (cumulus), cimentés par d'autres minéraux interstitiels plus tardifs, post-cumulus ou intercumulus.

⁶**Granitoïde** (ou roche granitique) : c'est une variété de roche magmatique plutonique, principalement composée de feldspaths et de quartz. Ce terme regroupe principalement les différentes variétés de granite, la granodiorite, la trondhjémite et la tonalite.

Remerciements

Je remercie tout particulièrement Jean Combettes et Dominique Rossier pour le gros travail préliminaire effectué sur le terrain et en bibliographie, et pour leur relecture constructive !