

Le complexe gabbro-dioritique lité de Saint-Jean-du-Doigt, Massif Armoricaïn : un exemple de réservoir magmatique de type MASLI

Nolwenn COINT*, Cédric HAMELIN et Martial CAROFF**

UMR n°6538 "Domaines océaniques", IUEM, Université de Bretagne Occidentale, 6 avenue Le Gorgeu, CS 93837, 29238 Brest Cedex 3. Email : nolwenn.coint@ttu.edu, cedric.hamelin@sdt.univ-brest.fr, martial.caroff@sdt.univ-brest.fr

* adresse actuelle: 1725 25th Street, Lubbock, TX 79411, USA

** correspondant

RESUME: Le complexe gabbro-dioritique de Saint-Jean-du-Doigt est une intrusion partiellement litée liée aux granites tardi-hercyniens de la Baie de Morlaix. De remarquables structures magmatiques peuvent être observées le long de la côte entre Guimaëc et Primel. D'est en ouest, on peut ainsi étudier une singulière succession de lits dioritiques diapiriques (Poul Rodou), des brèches magmatiques anguleuses (plage de Saint-Jean est), des figures résultant de mélanges monzogabbro/monzonite (plage de Saint-Jean ouest) et une association de cumulats et de pegmatitoïdes (Primel). Ces structures témoignent du fonctionnement d'un réservoir périodiquement réalimenté.

MOTS-CLES : Gabbro, diorite, pegmatitoïde, diapirs, hercynien, Massif Armoricaïn

I- Introduction

Dans le cadre des sorties organisées par la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, une excursion sur l'intrusion gabbroïque de Saint-Jean-du-Doigt s'est déroulée le 17 Mars 2007. Situé à une vingtaine de kilomètres au nord de Morlaix, l'intrusion magmatique est constituée de faciès lithologiques variés allant du gabbro au granite en passant par les diorites. Lors de cette journée, nous avons observé les affleurements clés permettant la compréhension de l'organisation du réservoir magmatique. Le présent article a pour but de retracer l'histoire du massif de Saint-Jean-du-Doigt en s'appuyant sur les affleurements présentés lors de cette journée, ainsi que d'informer un large public des récentes avancées des connaissances sur le complexe.

L'intrusion de Saint-Jean-du-Doigt appartient aux intrusions magmatiques de type MASLI (MAfic Silicic Layered Intrusion) définies par Wiebe (1996). Ces complexes magmatiques sont constitués de faciès variables allant du gabbro au granite en passant par les diorites et granodiorites, et présentent des litages magmatiques à différentes échelles. Le sommet de ces lits, constitué d'un matériel moins dense issu de la différenciation du magma sous-jacent, est affecté par des instabilités gravitaires (diapirs).

Nous allons dans un premier temps replacer l'intrusion de Saint-Jean-du-Doigt dans le contexte géologique. Nous nous attarderons ensuite sur les différents faciès observés au sein de l'intrusion et plus particulièrement sur les litages magmatiques de Poul Rodou, qui ont été étudiés en détail. Nous nous interrogerons sur leur signification au sein de l'intrusion. Puis nous synthétiserons les observations afin de proposer un modèle de fonctionnement de réservoir magmatique s'appliquant au complexe de Saint-Jean-du-Doigt.

II- Présentation du massif de Saint-Jean-du-Doigt

A. Contexte géodynamique

Situé au Nord Est de la Baie de Morlaix, l'intrusion de Saint-Jean-du-Doigt est à la jonction entre deux unités géologiques contrastées (Chantraine *et al.*, 1986 ; Fig. 1). A l'est, le craton du Trégor a été très peu affecté par l'orogénèse hercynienne. Il est principalement constitué de formations volcano-sédimentaires briovériennes reposant sur un socle orthogneissique icartien daté à environ 2000 Ma (Fig. 2) par méthode U/Pb sur zircons (Auvray *et al.*, 1980). A l'ouest, le domaine métamorphique du Léon, constitué de méta-sédiments infra-dévonien (Chantraine *et al.*, 1981), a été principalement structuré lors de l'orogénèse hercynienne. Ces formations ont subi un métamorphisme intense, allant parfois même jusqu'à l'anatexie crustale, à l'origine de la mise en place d'une série de granitoïdes syntectoniques. Entre ces deux grands domaines structuraux, s'est mis en place le bassin carbonifère de Morlaix.

Des travaux récents sur les massifs de Ploumanac'h et Saint-Jean-du-Doigt (Charreteur, 2006) ont montré que ces intrusions appartiennent à l'alignement des granites rouges tardi-hercyniens (Barrois, 1909), datés à 290-300 Ma (Leutwein *et al.*, 1969 et Vidal, 1980). Il s'étend selon une direction SW-NE, depuis le granite de Porspaul sur l'île d'Ouessant jusqu'aux massifs de Barfleur et Flamanville dans la Presqu'île du Cotentin, en passant par celui de l'Aber Ildut. Peu ou pas déformées par l'orogénèse hercynienne, ces intrusions granitiques sont souvent accompagnées de corps basiques en quantité plus ou moins importante.

L'âge de 350 Ma du massif gabbroïque, obtenu par la méthode U/Pb sur zircons (Chantraine *et al.*, 1986), ne coïncide pas avec celui des granites de la baie de Morlaix (290-300 Ma). Pourtant il existe des contacts lobés entre ces deux formations qui témoignent de leur contemporanéité. Il est possible que les minéraux qui ont été analysés comme appartenant au gabbro correspondent en fait à des zircons hérités des formations environnantes. L'âge des granites rouges (ca. 300 Ma) sera donc retenu comme étant celui de tous les termes appartenant au complexe de Saint-Jean-du-Doigt.



Figure 1 : Localisation de l'intrusion de Saint-Jean-du-Doigt au sein du Massif Armoricain. Carte géologique simplifiée du Nord-Ouest du Massif Armoricain (modifiée d'après Roach et al., 1991)

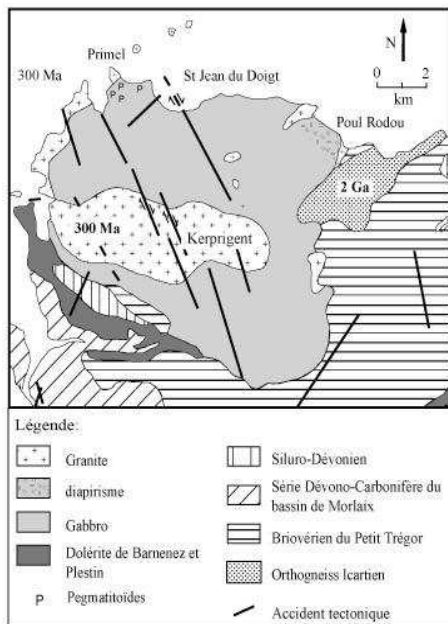
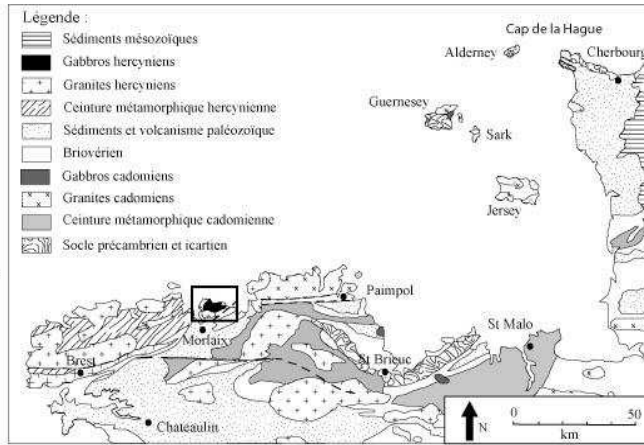


Figure 2: Esquisse géologique de l'intrusion de Saint-Jean-du-Doigt (modifiée d'après Chantraine et al., 1986).

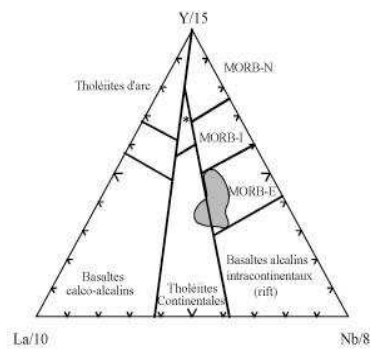


Figure 3: Diagramme La/10-Y/15-Nb/8 de discrimination pour les basaltes (Cabaniès et Lecolle, 1989) montrant l'affinité des gabbros de Saint-Jean-du-Doigt (champ grisé clair). * basaltes arrière-arc.

Les gabbros du massif de Saint-Jean-du-Doigt sont des liquides d'origine mantellique d'affinité tholéïtite (Fig. 3). En outre, les granites associés au complexe de Saint-Jean-du-Doigt sont ceux qui présentent la signature mantellique la plus marquée de tout le Massif Armoricain (J.J. Peucat, communication personnelle). Leur mise en place est généralement attribuée à la réactivation tardive, en extension, d'un accident hercynien majeur (Chauris, 1991).

B. Esquisse géologique du massif de Saint-Jean-du-Doigt.

Avec un diamètre d'une dizaine de kilomètres, l'intrusion de Saint-Jean-du-Doigt est un corps magmatique de taille importante, visible sur la carte géologique de la France. Elle est majoritairement constituée de gabbro (Fig. 2). Celui-ci affleure de la plage de Poul Rodou (extrémité est du complexe) jusqu'à la pointe de Primel, à l'ouest. Ce dernier, loin d'être homogène, est parcouru par des niveaux dioritiques, de couleur plus claire. Nous verrons plus loin que les relations entre ces deux unités magmatiques sont très différentes d'un endroit à l'autre de l'intrusion.

Les granites rouges de la Baie de Morlaix bordent la partie Nord du gabbro de façon discontinue (Fig. 2). Le contact entre ces deux formations, bien visible à la plage de Poul Rodou, est lobé, ce qui atteste la contemporanéité des deux magmas. Un second ensemble granitique, appelé granite de Kerprigent, est intrusif dans le gabbro et affleure très mal.

D'un point de vue structural, l'intrusion de Saint-Jean-du-Doigt est très peu déformée. Les seules traces de tectonique se manifestent sous forme de failles tardi-hercyniennes. Elles décalent parfois de façon non négligeable les formations magmatiques, comme au niveau de l'accident de la plage de Saint-Jean-du-Doigt. Un basculement de l'ensemble de l'édifice d'environ 30° est également observable. Ceci a été clairement mis en évidence grâce à la présence de diapirs ayant fossilisé la paléoverticale, ce dont nous parlerons plus en détail dans le chapitre suivant.

C. Texture, minéralogie et géochimie

La minéralogie des différents faciès a été établie par observation des lames minces au microscope polarisant (Fig. 4), complétée par des données de microsonde (Microsonde Ouest, UMR n°6538), réalisée avec l'aide de Marcel Bohn. Les analyses géochimiques ont été effectuées sur les différents faciès rencontrés au sein de l'intrusion de Saint-Jean-du-Doigt par ICP-AES (Jo Cotten, UMR6538). Les analyses sont présentées en annexe I. Le diagramme de la figure 5a synthétise les résultats obtenus. Les minéraux primaires n'ayant été que très rarement préservés, il est impossible d'utiliser les classifications des roches magmatiques se basant sur le mode de la roche. C'est pourquoi, nous avons choisi la classification R1-R2 (De la Roche *et al*, 1980).

1. Les gabbros

Les gabbros représentent l'ensemble lithologique le plus important (Fig. 2). Ils montrent généralement une texture ophitique fine caractérisée par la présence de lattes de feldspath partiellement inclus dans de grands cristaux d'amphibole secondaire (hornblende verte et actinote ; Fig. 4a). Les oxydes ferro-titanés se présentent sous deux formes différentes. Le premier type correspond à des cristaux prismatiques primaires. Le second type est constitué

de minéraux arrondis présentant une couronne de déstabilisation. Souvent accompagnés d'amphiboles, ces minéraux ont probablement pour origine la déstabilisation de minéraux ferro-magnésiens primaires. Les minéraux hydratés primaires, tels que la biotite (Fig. 4b) ou la hornblende, n'ont été repérés que dans la partie ouest de la plage de Saint-Jean-du-Doigt, où ont eu lieu des mélanges magmatiques.

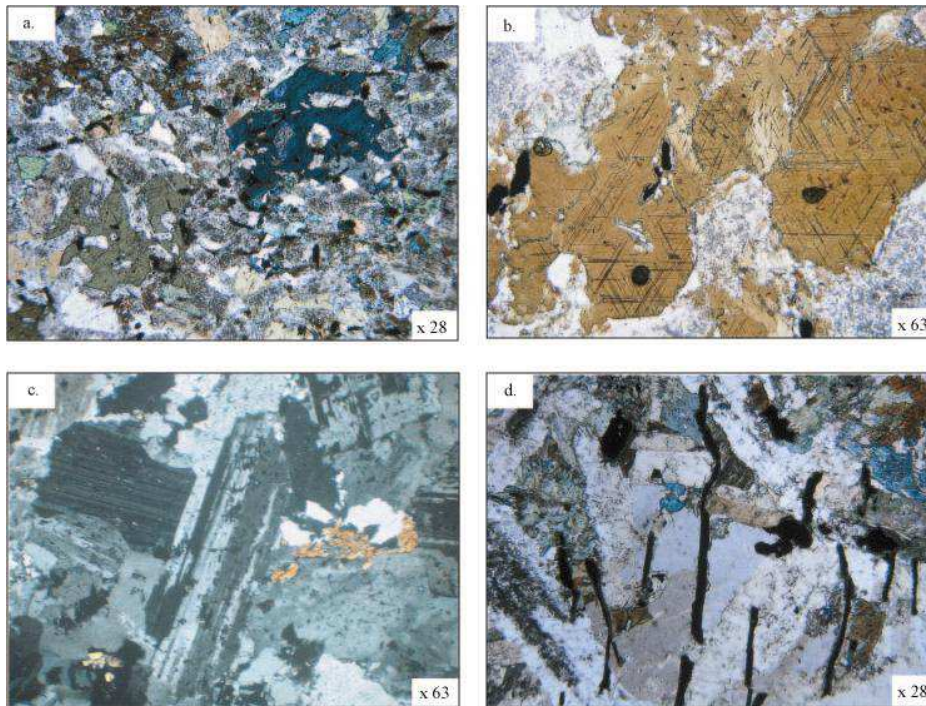


Figure 4: Minéralogie et texture des roches grenues de l'intrusion de Saint-Jean-du-Doigt. a. Gabbro de Saint-Jean-du-Doigt, texture ophitique; minéralogie: oïkocristaux d'amphiboles, plagioclases, oxydes ferro-titanés. b. Cristaux de biotites riches en inclusions d'apatites accompagnés d'oxydes ferro-titanés et de quartz, plage de Saint-Jean-du-Doigt Ouest. c. Lit de diorite, plagioclases albitisés, quartz et quelques rares amphiboles secondaires (actinotes ou hornblendes vertes), Poul Rodou. d. Texture pegmatitoïdique, cristaux d'oxydes ferro-titanés en peignes (Pointe de Primel).

D'un point de vue géochimique, les gabbros peuvent être subdivisés en deux grands groupes (Fig. 5).

- Les gabbros à olivines (nomenclature géochimique : aucune olivine n'a été préservée de l'altération) sont présents aux deux extrémités de l'intrusion, à Poul Rodou et dans l'anse de Primel sous forme de filons de dolérite. Relativement mafiques (entre 6 et 8 % de MgO), ils présentent des compositions chimiques homogènes et montrent donc une faible dispersion au sein des diagrammes (Fig. 5).

- Le second ensemble regroupe les monzogabbros. Ils affleurent au niveau de la plage de Saint-Jean-du-Doigt, au centre de l'intrusion. Ces faciès sont plus évolués que les gabbros à olivine et ont par conséquent des concentrations en magnésium plus faibles, comprises entre 3 et 4 %.

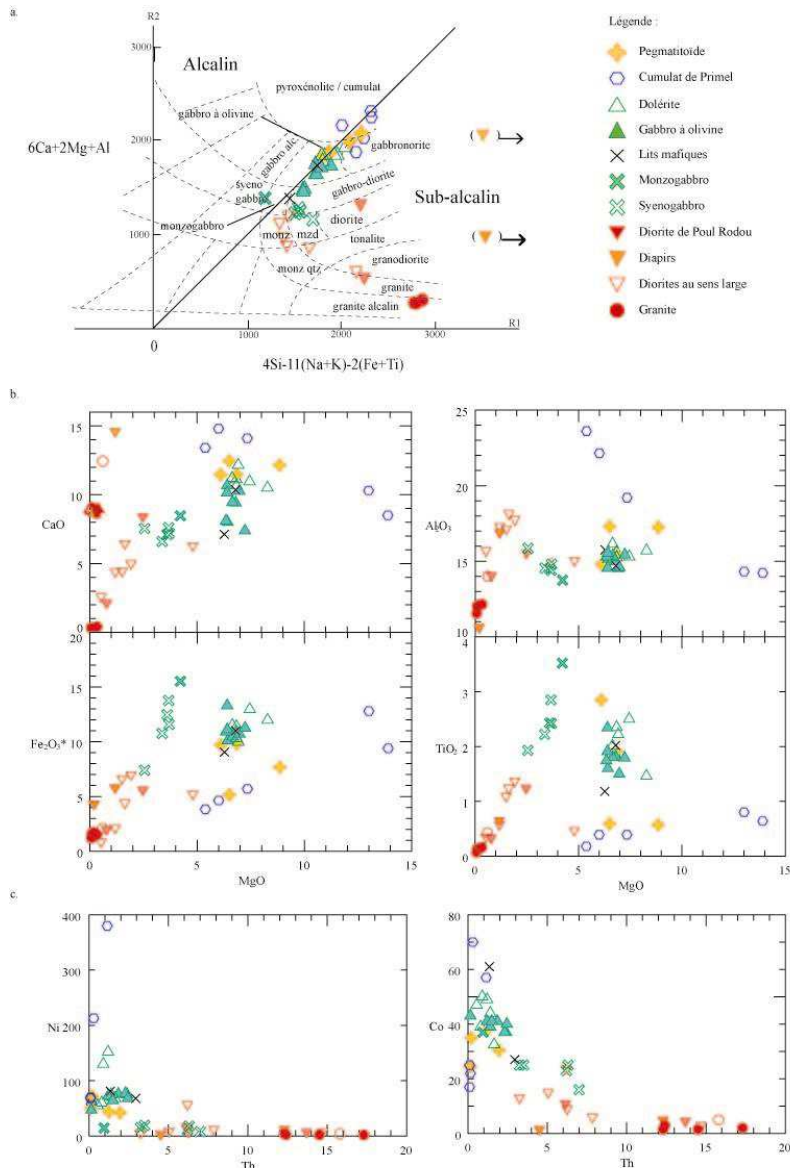


Figure 5: a. Classification R1-R2 (De La Roche et al., 1980). monz: monzonite, mzd: monzodiorite, monz qtz: monzonite à quartz. b. Diagrammes des éléments majeurs CaO, Al₂O₃, Fe₂O₃* et TiO₂ en fonction de MgO. c. Diagrammes des éléments en trace compatibles Ni et Co en fonction de Th.

2. Les diorites

Les relations gabbro-diorite sont très différentes selon leur position au sein du réservoir magmatique. En effet, on observe par exemple au niveau de la plage de Saint-Jean-du-Doigt aussi bien des mélanges témoignant de la contemporanéité des deux magmas, qu'un gabbro bréchifié par une arrivée dioritique clairement tardive. Nous y reviendrons plus en détail lors de la description des affleurements.

Les roches dioritiques ont des textures équigranulaires (Clément, 2002) généralement grossières (Fig. 4c). Certaines présentent une texture à tendance cumulative, c'est-à-dire que les cumulus représentent moins de 50% de la roche. Les diorites au sens large sont principalement constituées de plagioclases albitisés, de quartz ainsi que d'amphiboles secondaires, en plus ou moins grande quantité selon le degré de différenciation du magma.

D'un point de vue géochimique, elles ont des compositions très hétérogènes (Fig. 5), du fait de leur degré de différenciation variable (les concentrations en MgO varient de 5% à moins de 1%).

3. Les pegmatitoïdes et les cumulats

D'autres faciès remarquables, les pegmatitoïdes et les cumulats, ont été observés au niveau de la bordure ouest de l'intrusion. Considérés dans un premier temps comme deux faciès génétiquement déconnectés, le fait qu'ils soient systématiquement associés sur le terrain nous a conduit à revoir cette hypothèse.

Les pegmatitoïdes présentent une paragenèse et une composition chimique similaires à celles des gabbros. Les cristaux squelettiques et allongés, souvent associés à du verre, résultent d'une cristallisation rapide en présence de volatils. Ceci a pour conséquence de faire chuter le taux de nucléation et d'augmenter fortement le taux de croissance (Lofgren, 1980 ; Goff, 1996 ; Sisson et Baccon, 1999 ; Clément *et al.*, 2007). Les cristaux ont donc une taille importante (jusqu'à 10 cm de long pour les amphiboles de l'anse de Primel) et présentent de nombreuses anomalies de croissance. Ceci est particulièrement visible au niveau des oxydes ferro-titanés fréquemment en forme de peignes (Fig. 4d).

Les cumulats sont des roches qui ont précocement concentré des primocristaux. Ces faciès ont pour particularité d'avoir des compositions chimiques différentes de celles d'anciens liquides, notamment lorsque le cumulus est formé d'une seule phase minérale.

4. Les granites

Le dernier faciès lithologique est constitué par les granites rouges de la Baie de Morlaix jouxtant la partie nord de l'intrusion gabbroïque, ainsi que par le granite de Kerprigent. Celui-ci est intrusif au sein de l'ensemble gabbro-dioritique (Fig. 2). Les granites sont principalement constitués d'orthose, de biotite parfois chloritisée, d'apatite, d'oxydes ferro-titanés, ainsi que de symplectites de quartz et de feldspaths alcalins. Ces roches particulièrement différenciées ont des teneurs en SiO_2 très élevées, entre 75 et 77 % et des teneurs en MgO très faibles (0,02 et 0,33% ; Fig. 5).

III- Lits et diapirs de Poul Rodou

Le premier arrêt lors de cette journée d'excursion, se situe à l'extrémité est de l'intrusion, au lieu-dit Poul Rodou, marqué d'un 1 sur la figure 6.

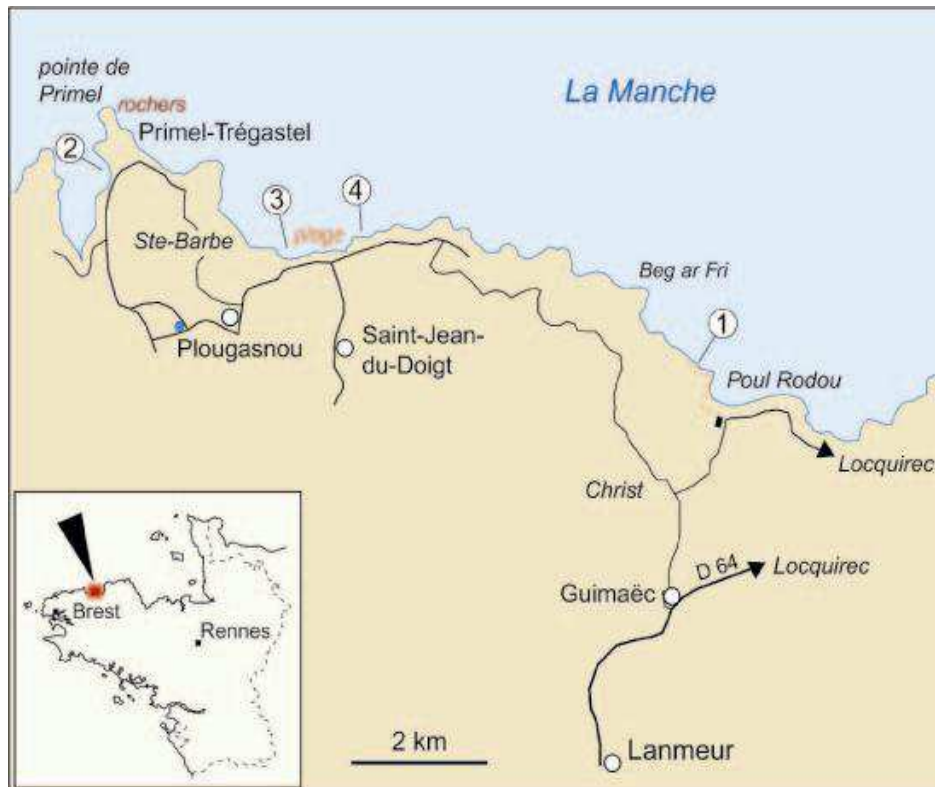
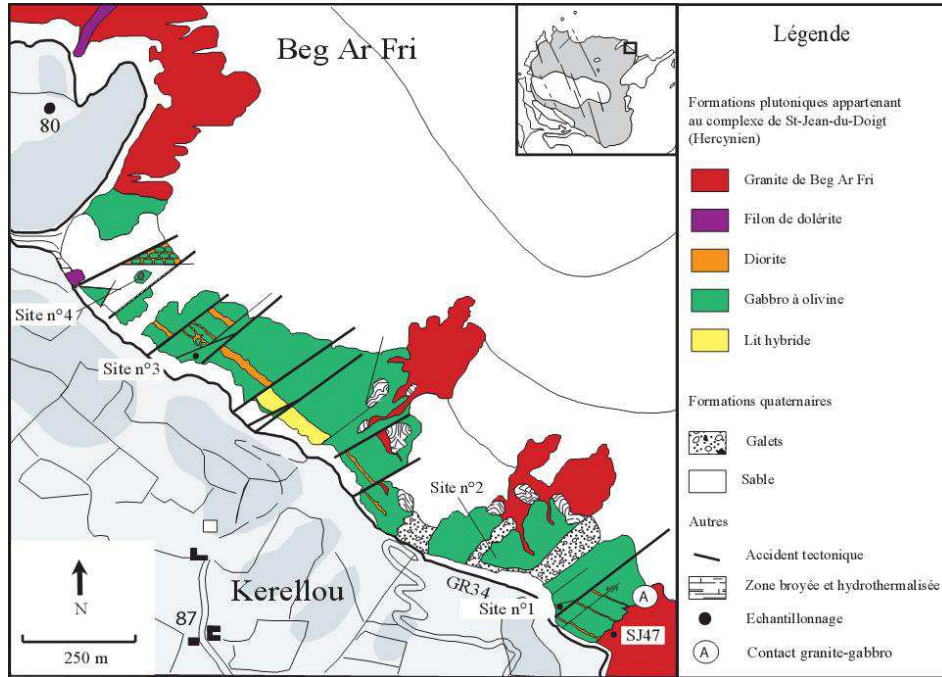


Figure 6: Circuit emprunté lors de la sortie du 17 Mars 2007, le long de la bordure Nord de l'intrusion de Saint-Jean-du-Doigt. La numérotation correspond à l'ordre des arrêts effectués lors de cette sortie. (dessin: Jean Plaine, site internet de la SGMB).

A. Généralités

Le contact entre le granite et l'encaissant s'observe sur l'estran en contrebas de la petite librairie près du parking. A cet endroit, le socle est composé d'un méta-conglomérat briovérien (Chantraine et al., 1986) contenant des galets de lithologie variée facilement identifiables dans une matrice sombre très indurée. La première pointe vers l'ouest est constituée d'un granite de composition identique à ceux de la Baie de Morlaix. A quelques dizaines de mètres de là, toujours vers l'ouest, il est possible d'observer le contact lobé entre granite et gabbro (Fig. 7). La formation gabbroïque est l'unité prédominante sur l'estran de Poul Rodou (Fig. 7). Le gabbro est parcouru de lits dioritiques de puissance centimétrique à plurimétrique. Ces lits viennent buter sur le contact avec le granite marquant la périphérie du pluton.



B. Description macroscopique des affleurements

Le site de Poul Rodou (Fig. 7) montre une remarquable succession de lits leucocrates au sein de l'ensemble gabbroïque (Fig. 8). Le gabbro présente une texture grossière relativement homogène qui s'affine au contact des lits. Il correspond au type pétrographique dominant à l'extrémité est du complexe plutonique.

Les lits leucocrates, dioritiques au sens large, ont des épaisseurs très variées allant du centimètre (Fig. 8e) à plusieurs mètres. Leur limite supérieure est parfois affectée par des diapirs qui se développent perpendiculairement à leur surface (Fig. 8a, b, c, d) et traversent le gabbro sus-jacent. Sur le terrain, les lits apparaissent légèrement pentés (20°-30°). Les diapirs sont des structures d'instabilité gravitaire. Ils se développent en milieu partiellement cristallisé lorsque la densité du matériel leucocrate est plus faible que celle du gabbro environnant. N'étant plus en équilibre gravitaire, le magma a tendance à remonter suivant la verticale. Ces structures ont donc fossilisé la paléo-verticale, ce qui permet d'affirmer que les lits se sont mis en place suivant l'horizontale. Le pendage visible aujourd'hui (Fig. 8a et d) est le résultat d'une tectonique plus tardive qui a légèrement fait basculer l'ensemble du massif. Des lits mafiques de composition gabbroïque, de même pendage, ont également été mis en évidence (Fig. 5). La figure 8e montre qu'il existe des connexions verticales entre les lits dioritique, rarement conservées. Des diapirs, probablement issus d'un lit dioritique sous-jacent, ont également été décrits à la base d'un lit leucocrate (Fig. 8c). La forme courbée du diapir montré en figure 8c témoigne d'une ascension bloquée par le lit dioritique sus-jacent. Certaines parties détachées de diapirs ont été partiellement assimilées par les lits, montrant que ceux-ci peuvent être nourris par le matériel évolué des diapirs remontant depuis des niveaux plus profonds.

C. Modèle de mise en place des alternances diorite-gabbro

Les propriétés physiques, telles que la densité, la viscosité et la température des magmas, ont une importance capitale dans les processus de fonctionnement de réservoirs magmatiques. Selon Sparks *et al.* (1993), les volumes relatifs ainsi que le contraste de densité entre les deux magmas peuvent par exemple conduire à la formation d'une stratification au sein du réservoir.

L'étude du fonctionnement des chambres magmatiques passe donc par une analyse plus détaillée de ces propriétés et une quantification des paramètres correspondants. Dans le cas de Saint-Jean-du-Doigt, nous nous focaliserons sur les effets de la densité (Fig. 9 et 10) et de la viscosité. Ces paramètres rhéologiques ont varié au cours du temps et il n'est pas aisé de les caractériser à partir de l'étude d'affleurements qui sont comme autant de photographies à des instants différents.

Comme nous l'avons vu sur la figure 7, à Poul Rodou, ce sont les gabbros à olivine qui dominent tandis que les diorites ne représentent que de très faibles volumes. Les diagrammes géochimiques présentés en figure 5 nous montrent clairement que la composition des gabbros est très homogène. Nous partirons donc, pour notre modèle, d'une chambre magmatique emplie dans un premier temps de gabbro à olivine en cours de cristallisation, dans laquelle s'injecte un magma dioritique (Fig. 11a).



Figure 8: a. Lit de diorite affecté par un diapirisme au sein d'un ensemble gabbroïque. b. Diapir s'échappant du sommet d'un lit dioritique. L'interface supérieure est beaucoup plus irrégulière que la base du lit. c. Diapir recourbé en forme de point d'interrogation à la base d'un lit de diorite (pointillés blancs). Une partie du matériel diapirique a été assimilée par le lit dioritique sus-jacent. d. Lit de diorite affecté par un diapirisme beaucoup plus conséquent que dans les cas précédents. La surface supérieure du lit est très irrégulière. e. Connexion verticale entre deux lits dioritiques horizontaux d'épaisseur centimétrique. f. Boules dioritiques alignées dans un plan. Aucune connexion n'existe entre ces structures et le lit dioritique sous-jacent, situé environ un mètre en dessous.

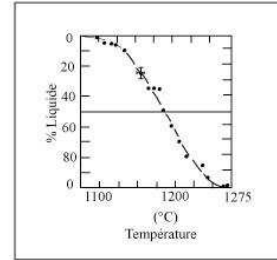
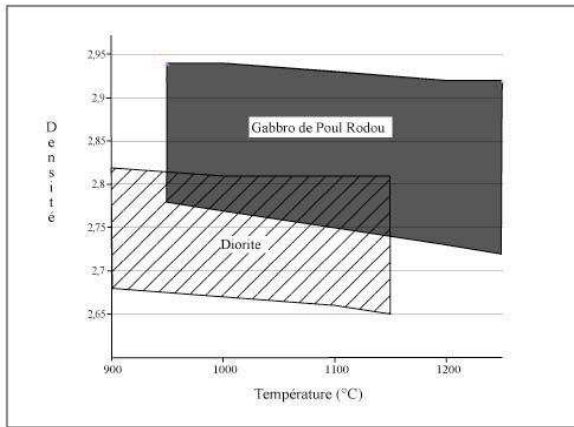


Figure 10: Variation de la cristallinité (1-phase liquide) en fonction de la température, déterminée expérimentalement pour un gabbro (Marsh, 1981).

Figure 9: Gammes de densités calculées, à partir de la méthode Bottinga et Weill (1970), pour la diorite et les gabbros de Poul Rodou, pour P=5

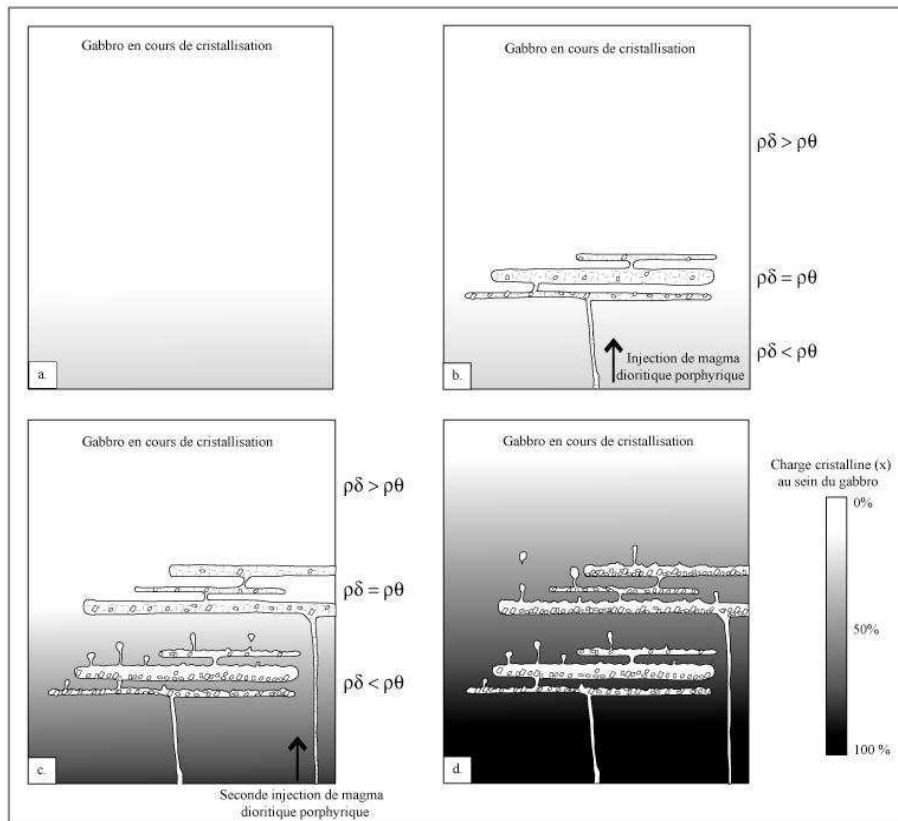


Figure 11: Modèle de formation des lits dioritiques au sein du gabbro de Poul Rodou. a. Chambre gabbroïque en cours de cristallisation, présentant un gradient de cristallinité et donc de densité. b. Injection de diorite porphyrique au sein de ce réservoir mafique. Lorsque la densité de la diorite ($\rho\delta$) est identique à celle du gabbro ($\rho\theta$), il y a formation d'un lit. c. Seconde injection dioritique accompagnée de la différenciation des premiers lits et d'un début de diapirisme. d. Différenciation des lits formés par la seconde injection, diapirisme et refroidissement du gabbro environnant.

Le magma dioritique ne peut se mettre en place au sein du gabbro sous forme de lits que si, à un moment donné, il est en équilibre gravitaire avec son hôte. Pour cela, il faut que leurs densités soient équivalentes.

La densité est un paramètre physique qui dépend principalement de la chimie du magma et de sa charge cristalline (Bottinga et Weill, 1970)

Généralement, les liquides de composition intermédiaire et felsique tels que les diorites et granites ont des températures de liquidus moins élevées que celles des gabbros. Par conséquent, un contraste de température de plusieurs dizaines de degrés est susceptible d'exister entre un magma dioritique et son homologue gabbroïque. Etant donné le très faible volume de diorite comparé au gabbro (Fig. 7), on pourrait penser que l'équilibre thermique se soit fait très rapidement après l'injection du magma intermédiaire, modifiant ce contraste thermique. Cependant, un affinement de la texture des gabbros au contact de la diorite a été mis en évidence à partir de l'observation des lames minces. Ceci permet d'affirmer que la diorite n'était pas en équilibre thermique lors la mise en place des lits. L'équilibrage thermique s'est fait rapidement par la suite.

Par ailleurs, les magmas différenciés ont pour caractéristique d'être moins denses du fait de leurs plus faibles concentrations en éléments majeurs lourds tels que le Fe_2O_3 ou encore CaO . Ainsi le magma dioritique à l'état liquide a une densité plus faible celle du gabbro. Mais il est possible que lors de la mise en contact, une cristallinité différente des deux magmas ait pu modifier ce contraste de densité.

Les densités des gabbros et diorites échantillonnés à Poul Rodou ont été calculées par la méthode de Bottinga et Weill (1970) (Fig. 9), pour une pression de 5 kbars (estimée à partir de géobaromètres minéralogiques). Pour une température donnée, deux densités sont attribuées, une pour la roche à l'état solide et l'autre pour le magma à l'état liquide. Ces deux valeurs nous donnent les gammes de densités par lesquelles le magma passera au cours de sa cristallisation (Fig. 9). Les champs de densité des magmas dioritiques et gabbroïques ne peuvent se recouper que si la diorite est plus cristallisée que le gabbro. D'après Marsh (1981), la cristallinité ne varie pas linéairement avec la température (Fig. 10), il n'est donc pas possible d'estimer la charge cristalline absolue de la diorite nécessaire pour obtenir un équilibre gravitaire. On peut seulement dire qu'elle doit être significativement plus cristallisée que le gabbro pour pouvoir se trouver en équilibre gravitaire avec lui.

Par ailleurs, sur le terrain, les lits de diorite ne sont pas tous situés sur un même plan et sont parfois séparés de seulement quelques mètres. Une simple variation de charge cristalline au sein de la diorite peut faire varier légèrement sa densité et permettre la formation des lits à des hauteurs légèrement différentes. Cependant, ce mécanisme ne permet pas d'expliquer la genèse de tous les lits dioritiques présents sur l'estran. Il nous faut donc envisager l'arrivée

dans le réservoir de plusieurs injections dioritiques à différents stades de l'histoire de la cristallisation du gabbro.

Nous pouvons, à partir des informations apportées précédemment, établir un modèle de formation pour ces lits dioritiques au sein du gabbro de Poul Rodou (Fig. 11). Nous partons donc d'un réservoir gabbroïque en cours de refroidissement mais dont la cristallinité reste relativement faible. Le gradient de densité vertical traduit la variation de cristallinité au sein du gabbro (Fig. 11a). Par la suite, une première venue dioritique, porphyrique, s'injecte dans le réservoir. Moins dense que le gabbro de base, déjà partiellement cristallisé, elle va remonter au sein de la chambre, jusqu'à ce que sa densité soit égale à celle du gabbro environnant. A ce moment là, elle s'étalera sous forme de lits, à des niveaux variables selon sa charge cristalline (Fig. 11b).

Après un certain laps de temps – et une cristallisation plus importante du gabbro –, une nouvelle injection de diorite porphyrique arrive dans le réservoir et forme des lits quelques dizaines de mètres plus haut dans la séquence (Fig. 11c). Les nouveaux lits dioritiques vont alors se différencier à leur tour et être affectés par un diapirisme (Fig. 11d).

D. Origine et formation des diapirs

Après la mise en place des lits de diorite porphyrique (Fig. 12a), ceux-ci vont subir une différenciation *in situ* (Fig. 12b) avec formation d'une « écume » plus différenciée, où s'accumulent des feldspaths par flottation. Ce jus résiduel beaucoup moins dense aura tendance à se concentrer au toit des lits, déformant ainsi l'interface (Fig. 12c.). Une fois présent en quantité, ce liquide s'échappe sous forme de diapirs (Fig. 12d). De petites vésicules, ainsi que la présence localement d'une texture pegmatitique au sein de ces diapirs, témoignent de leur richesse en fluide.

L'observation de diapirs arrivant à la base d'autres lits, ainsi que l'assimilation de certains diapirs par ceux-ci, nous font comprendre que le gabbro ne se fige pas après la mise en place des lits : les diapirs ont le temps de se déplacer entre les lits avant d'être immobilisés (Fig. 8c). Certains sont même incorporés au sein du lit dioritique sus-jacent.

La morphologie des diapirs dépendra du contraste de viscosité entre les deux formations (Whitehead et Luther, 1975). Par endroit les diapirs qui se développent à la surface des lits dioritiques ont une hauteur comparable à l'épaisseur du lit (Fig. 8a). Le conduit d'alimentation est plus ou moins fin selon les cas. Au niveau du site 3 (Fig. 7), les diapirs sont de taille beaucoup plus importante, formant des structures hautes de plus d'un mètre (Fig. 8d). Le sommet du lit dioritique est très perturbé.

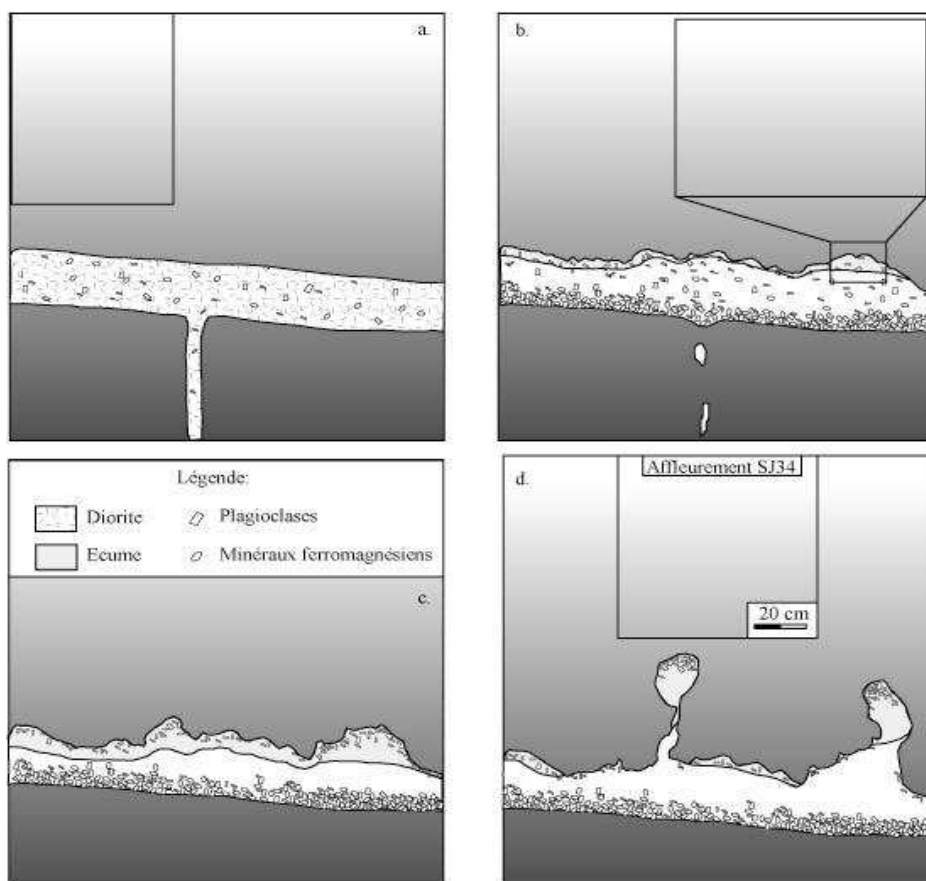


Figure 12: Schéma de différenciation des lits de diorite et formation des instabilités gravitaires. a. Lit de diorite au sein du gabbro. b. Début de la différenciation, formation d'une écume superficielle avec accumulation de plagioclases au niveau de l'interface supérieure. c. Déformation de l'interface supérieure. d. Formation des diapirs.

D'autres morphologies apparaissent un peu plus loin sur l'estran (Fig. 7 site 2). Cette fois-ci, les têtes de diapirs ne sont plus du tout reliées aux lits dioritiques dont elles sont issues (Fig. 8f). Ce sont des boules de magma leucocrate presque parfaitement sphériques qui remontent dans un même plan, selon la verticale.

Des travaux expérimentaux ont montré que le contraste de viscosité entre le magma des diapirs et le gabbro environnant conditionne la morphologie des instabilités gravitaires (Whitehead et Luther, 1975). Dans leurs expériences analogiques, un liquide quarante-quatre fois plus visqueux que son hôte aura tendance à former des structures élancées à tubulaires alors que s'il est quarante-quatre fois moins visqueux, la morphologie des instabilités gravitaires sera complètement différente.

Elles auront une forme de champignons avec un conduit d'alimentation très fin qui tend à disparaître rapidement. Au vu des différentes morphologies des diapirs rencontrés à Poul Rodou et décrites auparavant, il est évident que les paramètres de viscosité ont varié énormément. Cependant, c'est la forme en champignon qui revient le plus souvent (Fig. 8a). On peut donc supposer que le magma dioritique, riche en eau, était globalement moins visqueux que le gabbro. Une étude statistique des morphologies observées serait nécessaire pour contraindre correctement les paramètres de viscosité au moment de la formation des diapirs.

IV- Brèches de la plage de Saint-Jean-du-Doigt

Les troisième et quatrième arrêts effectués lors de l'excursion (Fig. 6) se situent au niveau de la plage de Saint-Jean-du-Doigt. Trois faciès différents ont pu être observés de part et d'autre de la plage.

A. Le faciès anguleux

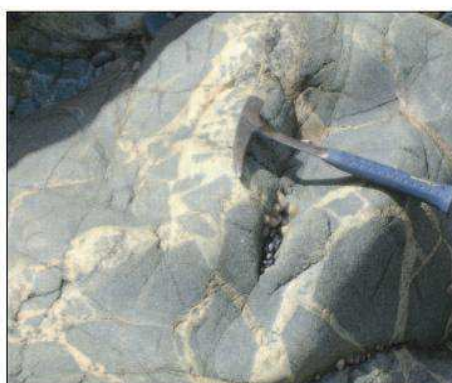
Ce faciès est prédominant du côté est de la plage de Saint-Jean-du-Doigt. Les intrusions de magma dioritique au sens large, également appelé monzonite, ne sont pas orientées et englobent des fragments de monzogabbro de tailles diverses allant du centimètre jusqu'à plusieurs mètres. Les filons de monzonite découpent des enclaves de monzogabbro en formant un véritable réseau de roches claires (Fig. 13a). La bréchification du monzogabbro par les roches felsiques est typique d'une fracturation de type hydraulique : des blocs anguleux de roches basiques sont « éclatés » par des filons de monzonites. Ceci donne un aspect en puzzle aux affleurements de monzogabbro. Pour produire des enclaves ressemblant à celles de la photo sur la figure 13a, il faut que la roche basique ait déjà acquis au cours de son refroidissement une rigidité relativement importante. On peut donc interpréter ce faciès comme l'intrusion en force d'un magma felsique sous pression dans un monzogabbro déjà consolidé.

B. Le faciès lobés

A l'ouest de la plage de Saint-Jean-du-Doigt, les relations entre monzogabbro et monzonite sont complètement différentes. Les monzonites se présentent sous la forme de petits filonnets sinueux qui délimitent des enclaves arrondies de roche basique. Celles-ci sont souvent allongées dans une direction préférentielle (Fig. 13b). Le contact entre les deux types de roches n'est pas rectiligne comme pour le premier faciès, il est au contraire lobé. Toutes ces observations conduisent à penser que les deux types de roches se sont rencontrés à l'état liquide ou pâteux. Si on s'intéresse plus précisément aux contacts, on peut distinguer deux cas qui peuvent être présents sur une même enclave (Fig. 13b):

Les faciès de la plage de Saint-Jean-du-Doigt

Faciès bréchifié : Plage de Saint-Jean-du-Doigt Est



Faciès lobé: Plage de Saint-Jean-du-Doigt Ouest

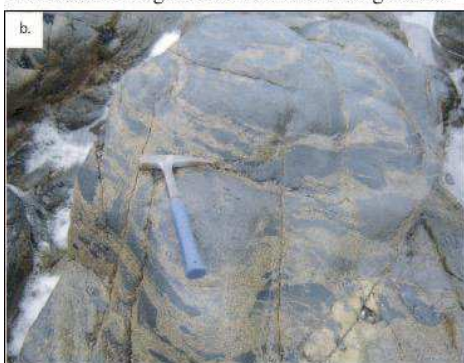


Figure 13 : a. Faciès bréchifié, plage de Saint-Jean-du-Doigt , côté Est. b. Faciès lobés, plage de Saint-Jean-du-Doigt, côté Ouest

- Le contact est diffus et on observe le développement d'un faciès hybride grisâtre entre les deux pôles. Les deux liquides se sont mélangés pour former un magma de composition intermédiaire.
- Le contact est très marqué, avec une texture très fine de la roche basique. Le liquide monzonitique a rapidement refroidi le liquide basique qui a développé une bordure figée. On retrouve parfois de petites enclaves de monzogabbro très sombres à l'intérieur de zones homogènes plus claires (Fig. 13b). D'Lemos (1986) a décrit le mode de formation de ces micro-enclaves : ce sont les restes d'une bordure figée qui séparait les deux liquides avant le mélange.

Par endroit, les monzogabbros et monzonites s'organisent en véritables lits subverticaux de direction N40°E.

C. Le faciès intermédiaire

On peut définir un troisième faciès intermédiaire entre les deux premiers. Celui-ci se trouve surtout à l'est de la plage. Les enclaves découpées par les monzonites sont arrondies. Mais contrairement au faciès lobé, le magma hybride n'est jamais observé dans ce faciès. Azzouzi (1987) a étudié de façon très détaillée ce type d'enclave monzogabbroïque.

Ce dernier faciès est produit par l'intrusion de liquide acide dans un monzogabbro en voie de solidification. Celui-ci est suffisamment consolidé pour expliquer l'absence de compositions hybrides, mais il n'est pas assez refroidi pour développer des contacts anguleux.

On peut donc a priori expliquer la géométrie des différents faciès que l'on trouve le long de la plage par des stades différents de refroidissement de la roche basique encaissante.

V- Cumulats et pegmatitoïdes de Primel

Les pegmatitoïdes et cumulats peuvent être étudiés au sein du complexe de Saint-Jean-du-Doigt à l'extrémité ouest de l'intrusion (Fig. 6 arrêt 2), entre la pointe de Roc'h Louët et la plage de Trégastel, ainsi qu'à la plage de Saint-Jean-du-Doigt pour les pegmatitoïdes (Fig. 6 arrêt 3). Ce sont des faciès que l'on observe systématiquement associés sur le terrain (Fig. 14). Une cartographie détaillée de ces faciès a été effectuée par Le Dantec (2005) (Fig. 15).

Les cumulats sont des roches magmatiques à texture grossière n'ayant pas une composition chimique représentative d'un liquide magmatique. Elles n'ont donc pas de signification dans le diagramme de De la Roche *et al.* (1980). La classification R1-R2, utilisée sur la figure 5 atteint ici ses limites. Ces faciès

sont constitués d'une accumulation de primocristaux. Ils peuvent résulter soit d'une accumulation gravitaire, les minéraux denses se concentrant à la base de l'intrusion (Sparks *et al.*, 1993), soit d'une mobilisation du liquide interstitiel, chassé de la zone de cristallisation. A Primel, le cumulus - ou phase minérale accumulée - est principalement constitué de plagioclases et l'intercumulus se présente sous forme d'oïkocristaux d'amphiboles. Les pegmatitoïdes quant à eux sont bien représentatifs d'un liquide de type gabbro à olivine. Toutefois, le terme de pegmatitoïdes sera conservé car il est révélateur de leurs caractéristiques texturales.

Les changements dans la texture et la couleur de la roche se font à des échelles très variables. En effet, il est rare de trouver des affleurements présentant une texture homogène sur une surface supérieure à la dizaine de mètres carrés. Les cumulats et les pegmatitoïdes se reconnaissent facilement sur le terrain en particulier grâce à la forme de leurs plagioclases. Ceux-ci sont trapus dans les cumulats et allongés dans les pegmatitoïdes. Il s'agit là d'une caractéristique du mode de croissance des cristaux.

Les affleurements de cumulats sont systématiquement traversés ou délimités par des intrusions de pegmatitoïdes. Celles-ci ont des formes diverses (dykes verticaux, lentilles...). Elles se recoupent fréquemment pour donner aux affleurements un aspect très complexe. Comme le montre les photos de la figure 14, la taille des minéraux varie énormément dans ce faciès (certaines amphiboles ont une longueur proche de 20 cm).

Les pegmatitoïdes, contrairement aux pegmatites granitiques, ne sont pas issues de la cristallisation tardive de magmas riches en fluides mais de la cristallisation d'un liquide intercumulus riche en volatils (Bear et Day, 1986). La formation de pegmatitoïde nécessite donc la présence de cumulats proches. Des faciès aplitiques ont également été décrits à Saint-Jean-du-Doigt (Le Dantec, 2005). Ils correspondent à la cristallisation du liquide magmatique une fois que les volatils se sont échappés (Bear et Day, 1986).

Les pegmatitoïdes peuvent se mettre en place précocement dans l'histoire d'une intrusion, dès qu'un cumulat assez important s'est formé, tandis que les pegmatites correspondent à un stade terminal de cristallisation.

L'association étroite cumulat-pegmatitoïde, bien illustrée par les cartes de la figure 15 (Le Dantec, 2005) n'est donc pas anodine.

Les pegmatitoïdes et cumulats

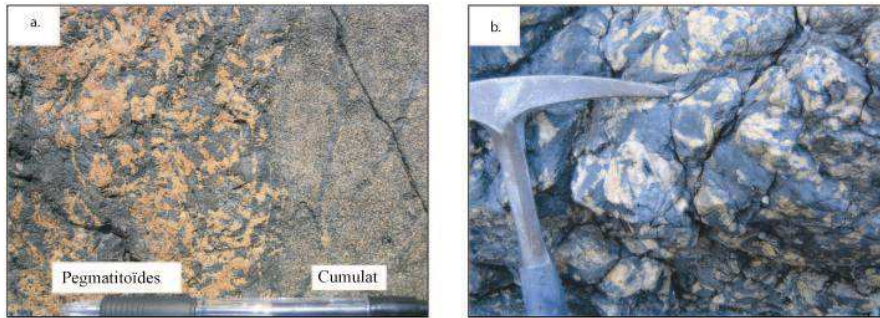


Figure 14: a. Association de cumulats et de pegmatitoïdes, Pointe de Primel . b. Pegmatitoïdes de la Pointe de Primel.

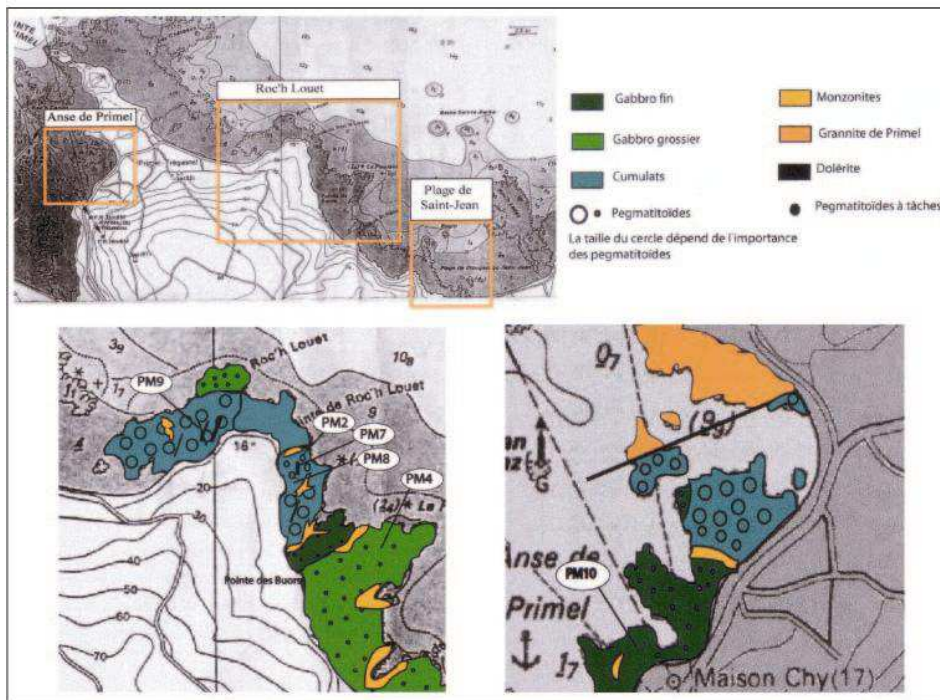


Figure 15: Carte de localisation des affleurement cummulats et faciès

VI- Synthèse et conclusion

Comme nous l'avons vu en introduction, les intrusions de type MASLI (MAfic-Silicic Layered Intrusions), telle que celle de Saint-Jean-du-Doigt, sont des réservoirs magmatiques lités d'une dizaine de kilomètres de diamètre, qui se mettent en place dans les niveaux intermédiaires de l'écorce terrestre (10-15 km de profondeur) dans des contextes géodynamiques variés. Ils présentent

une association de faciès différents, allant des gabbros jusqu'aux granites, en passant par des faciès intermédiaires tels que les diorites (Wiebe, 1993a). Ils ont également pour particularité de présenter des structures d'instabilité gravitaire telles que des diapirs ou des pipes (Wiebe, 1996). Le complexe magmatique de Saint-Jean-du-Doigt que nous venons de décrire dans les chapitres précédents appartient à cette catégorie d'intrusions dites litées.

Afin de mieux comprendre la structure de ce réservoir magmatique, nous allons placer les différents faciès rencontrés d'est en ouest lors de l'excursion dans un modèle de fonctionnement de réservoir (Fig. 16).

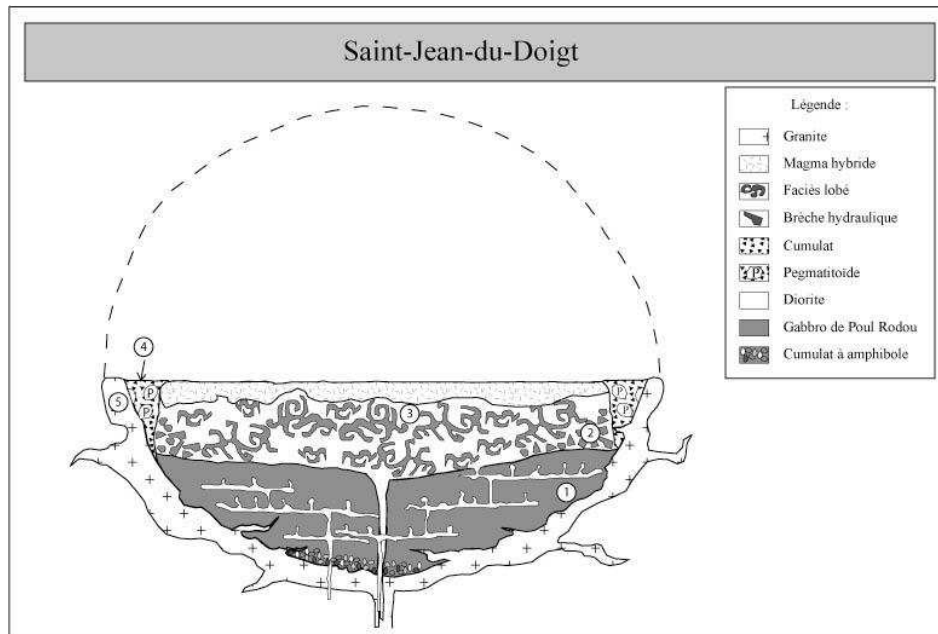


Figure 16: Modèle de réservoir pour le complexe de Saint-Jean-du-Doigt. 1. Alternances gabbro-diorite de Poul Rodou. 2. Faciès anguleux, plage de Saint-Jean-du-Doigt Est. 3. Faciès lobés plage de Saint-Jean-du-Doigt Ouest. 4. Cumulat de Primel et pegmatitoïdes associées. 5. Granite.

Les différents magmas de Poul Rodou se sont mis en place en bordure ou en base de chambre, là où il n'y a pas de convection (Fig. 16-1). L'injection de liquides dioritiques au sein d'un gabbro en cours de cristallisation entraîne la formation de lits, qui seront par la suite affectés par un diapirisme (Fig. 11 et 12). Un cumulat à amphibole, échantillonné à la plage de Beg Ar Fri et non présenté en détail, est interprété comme étant un cumulat de base de chambre formé suite à l'évolution du magma gabbroïque. Lorsqu'on se dirige vers le village de Saint-Jean-du-Doigt, on monte au sein de l'intrusion. C'est à cet endroit qu'ont été décrits les faciès anguleux (Fig. 13a), bréchifiés par les magmas dioritiques (au sens large) (Fig. 16-2). Les clastes, très hétérogènes, composés de monzogabbros et syénogabbros proviennent d'un premier mélange entre deux pôles qui n'ont pas été encore clairement identifiés. Ici, le

magma méso- à leucocrate est clairement tardif par rapport au gabbro. On traverse ensuite la plage de Saint-Jean, et donc l'accident tectonique majeur (Fig. 2) qui entaille le complexe, ce qui nous fait monter au sein de la chambre. Les contacts chauds entre les deux magmas révèlent une zone interne du réservoir (Fig. 16-3) (à moins qu'ils ne dénotent un stade plus précoce et donc plus chaud que celui des clastes anguleux). Les magmas présentant des contacts chauds y ont été brassés, donnant naissance à des faciès hybrides ainsi qu'à des brèches lobées (fig. 13b). Les cumulats de Primel (Fig. 14), accolés à ces faciès, se sont formés à partir de la différenciation des gabbros au sens large et jouent le rôle de cumulat bordier (Fig. 16-4). Les pegmatitoïdes sont associées aux cumulats. Comme nous l'avons vu, ils n'ont pas la même signification que les pegmatites granitiques et se sont formées à partir de la fraction intercumulus, enrichie en eau (Beard et Day, 1986). Ce modèle de genèse est également en accord avec les observations faites au niveau d'un autre complexe de type MASLI, le massif Nord de Guernesey, dans la formation de Saint-Peter-Port. Enfin, une couronne granitique enveloppe le massif (Fig. 16-5).

Les travaux effectués ces dernières années sur l'intrusion de Saint-Jean-du-Doigt ont permis de mieux comprendre le fonctionnement des réservoirs de types MASLI et de mieux connaître leur structure interne en associant à la fois un travail de terrain, indispensable, à des données géochimiques et des observations pétrologiques.

Avec leur grande variété de faciès (gabbro, diorite, granite, cumulat, pegmatitoïde...), les MASLI sont des intrusions idéales pour étudier le passage d'un magma gabbroïque à un granite car les processus tels que les mélanges magmatiques, la contamination par assimilation de xénolites d'encaissant ou encore la cristallisation fractionnée sont en quelque sorte « photographiés » au niveau des différents affleurements.

Ce travail est basé sur les mémoires de DEA de Cédric Hamelin (Signification, mise en place et évolution du complexe gabbroïque de Saint-Jean-du-Doigt, Petit Trégor, Massif Armoricaïn, 2004) et de Master 2 de Nolwenn Coint (Complexes lités gabbro-dioritiques au sein du pluton de Saint-Jean-du-Doigt et du complexe plutonique nord de Guernesey, Massif armoricaïn, 2007), effectués sous la direction de Martial Caroff au sein de l'UMR n°6538 « Domaines Océaniques » à l'Université de Bretagne Occidentale.

"Contribution n° 1070 de l'IUEM, Institut Européen des Etudes Marines (Brest)".

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, 532-538.

- AZZOUZI N., 1987, Etude pétrologique du massif de gabbro de Saint-Jean-du-Doigt (Finistère-Nord), « étude des brèches magmatiques », Mémoire de DEA, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 89 p.
- BARROIS C., 1909. Notice de la carte de Lannion au 1/80000, première édition.
- BEARD J.S. et DAY H.W., 1986. Origin of gabbro pegmatite in the Smartville intrusive complex, northern Sierra Nevada, California. *Am. Mineral.*, 71, 1085-1099.
- BOTTINGA Y. et WEILL F., 1970. Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components. *Am. J. Sci.*, 269, 169-182.
- CABANIS B. et LEUCOLLE M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8 : un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustalle. *C.R. Acad. Sci.*, Série II, n°309, p. 2023-2029.
- 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 carte géologique de Plestin-les-Grèves au 1/50000. *BRGM*, 84 p.
- CHANTRAINE J., CABANIS B., DADET P. et HERROUIN Y., 1981. Notice explicative de la carte géologique de Morlaix au 1/50000. *BRGM*, 46 p.
- CHARRETEUR G., 2006. Caractérisation géochimique et isotopique (Nd-Sr) des intrusions tardi-hercyniennes de Ploumanac'h et de Saint-Jean-du-Doigt (NW du Massif Armoricain). *Mémoire de Master 2*, Université de Rennes 1, 28 p.
- 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, 245-250.
- CLEMENT J.P., CARROF M., DUDOIGNON P., LAUNEAU P., BOHN M., COTTEN J., BLAIS S. et GUILLE G., 2007. A possible link between gabbros bearing High Temperature Iddingsite alteration and huge pegmatoid intrusions : The Society Islands, French Polynesia. *Lithos*, 96, 524-542.
- CLEMENT J.P., 2002. Mise en place et cristallisation des massifs grenus et pegmatitoïdiques des volcans de l'archipel de la Société : Etude texturale, minéralogique et géochimique des roches à texture grossière des îles de Tahiti Nui, Raiatea, Bora Bora et Maupiti. *Thèse de doctorat nouveau régime*, Université de Brest, 322 p.
- D'LEMOIS R.S., 1986. Interaction between co-existing magmas : field evidence from the Cobo granite and the Bordeaux Diorite Complex, north-west Guernsey, Channel Islands, *Proc. Ussher Soc.*, 6, 323-329.
- GOFF , 1996. Vesicle cylinders in vapor-differentiated basalt flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 71, 167-185.

- LE DANTEC P.M., 2005. Les pegmatitoïdes du massif gabbroïque de Saint-Jean-du-Doigt, Massif armoricain, 50 p.
- LEUTWEIN F., CHAURIS L., SONET J. et ZIMMERMAN J.-L., 1969. Etudes géochronologiques et géotectoniques dans le Nord-Finistère (Massif Armoricain). *Mémoire du laboratoire des Sciences de la Terre Nancy*, 14, 329-358.
- LOFGREN G., 1980. Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. In: Hargraves, R.B. (Ed.), *Physics of magmatic processes*. Princeton University Press, Princeton, 487-551.
- MARSH B.D., 1981. On the cristallinity, probability of occurrence and rheology of lava magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, 85-98.
- SISSON T.W. et BACCON C.R., 1999 Gas-driven filter pressing in magmas. *Geology*, 27, 613-616.
- SPARKS R.S, HUPPERT H.E., KOYAGUCHI T. et HALLOWORTH M.A., 1993. Origin of modal and rhythmic igneous layering by sedimentation in a convecting magma chamber. *Nature*, 361, 246-249.
- SUN S.S., et Mc DONOUGH W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications of mantle composition and processes. In: Saunders A.D., Norry M.J (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basin, Geological Society Special Publication*, Blackwell London, 42, 313-345.
- VIDAL P., 1980. L'évolution polyorogénique du Massif Armoricain. Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, 21, 162 p.
- 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, 235-242.
- WIEBE R.A., 1993a. Basaltic injections into floored silicic magma chambers. *Eos. Trans. Am. Geophys. Union*, 74, 1-3.
- WHITEHEAD J.A. Jr, LUTHER D.S., 1975. Dynamics of laboratory diapir and plume models. *J. Geophys. Res.*, 80-5, 705-717.

Site internet:

<http://www.sgmb.univ-rennes1.fr>

Annexe 1: Composition chimique des échantillons de Saint-Jean-du-Doigt

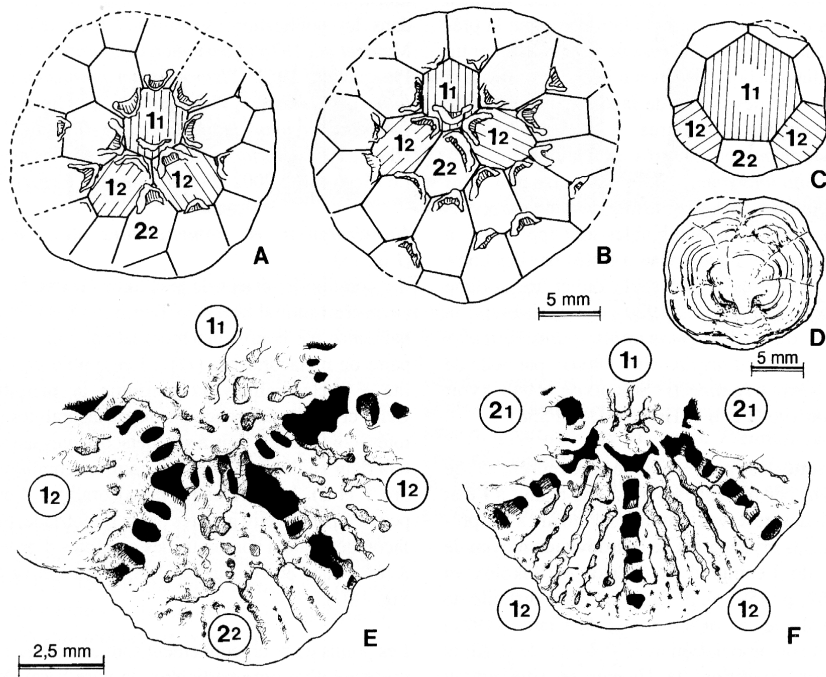
Ech	BZ1	SJ9	SJ10	SJ12	SJ16	SJ17	SJ19	SJ14	SJ22	SJ24
SiO[2]	47.60	58.60	50.80	48.20	49.20	71.60	47.70	50.20	76.75	47.50
TiO[2]	1.46	1.37	2.85	1.82	1.92	0.35	0.39	2.22	0.13	2.01
Al[2]O[3]	15.70	17.75	14.40	15.60	15.40	15.70	22.15	14.53	12.05	16.15
Fe[2]O[3]*	11.98	7.00	13.75	11.40	9.80	0.86	4.63	9.96	1.62	11.50
MnO	0.19	0.10	0.23	0.19	0.14	0.01	0.08	0.19	0.02	0.20
MgO	8.28	1.92	3.67	6.83	6.85	0.52	6.00	6.92	0.10	6.64
CaO	10.50	5.00	7.60	11.10	11.47	2.60	14.80	12.15	0.24	11.20
Na[2]O	2.37	5.55	2.69	2.62	2.85	7.00	1.99	2.69	3.38	2.18
K[2]O	0.19	1.49	2.06	0.59	0.48	0.45	0.17	0.22	4.70	0.58
P[2]O[5]	0.14	0.32	0.66	0.22	0.14	0.05	0.03	0.30	0.02	0.35
LOI	1.73	0.81	0.51	0.89	1.27	0.60	2.13	0.61	0.56	1.17
Total	100.04	99.91	99.22	99.46	99.52	99.74	100.07	99.99	99.57	99.48
Rb	18.4	42.5	58	15.4	17.3	13.5	4.8	6.4	185	20.5
Sr	265	235	235	215	239	243	238	145	23	238
Ba	14	405	517	201	91	116	31	19	324	38
Sc	39	8.7	38.5	40	47	4	37	45	2.5	34
V	285	145	302	310	405	29	121	347	4	284
Cr	291	8.5	31	165	38	9.5	777	103	3.5	132
Co	49	15	25	39	38	3	22	47	2	44
Ni	152	9	15	60	44	7	58	55	2	75
Y	36.5	38.8	76	31.5	23.5	23.5	8.5	38	54	36.5
Zr	33	35	41	46	28	48	11	23	135	65
Nb	4.9	25	44	12.5	7.9	17.5	1.6	14.3	30	19
La	6.6	29.5	40.5	9	6.4	12.8	1.9	10.8	30	15
Ce	17	60	91	22	14.5	25.5	4.2	25	86	34
Nd	13.2	30.5	54	16	11.2	12.2	3	17.8	28.5	21
Sm	4	6.4	12.7	4.45	2.95	2.7	1	5.1	6.55	5.5
Eu	1.34	2.62	2.66	1.45	1.1	0.88	0.5	1.78	0.6	1.96
Gd	5.5	7.2	14.3	5.4	4.1	3.1	1.6	6.5	6.9	6.5
Dy	6	6.4	13.5	5.5	4.1	3.6	1.5	6.5	8.2	6.4
Er	3.5	3.7	7.4	3.1	2.2	2.3	0.8	3.7	5.5	3.4
Yb	3.16	3.62	6.75	2.94	2.1	2.38	0.76	3.42	6.52	3.02
Th	1.2	5.05	3.25	0.8	1.25	14.7	0.15	0.55	17.3	1.4
Q	0.00	5.61	4.66	0.00	0.00	21.60	0.00	1.21	36.36	0.00
or	1.16	8.88	12.83	3.59	2.92	2.64	1.02	1.33	28.48	3.56
ab	21.91	50.27	25.46	24.25	26.31	62.39	18.11	24.67	31.13	20.32
an	32.57	19.29	22.28	29.96	28.60	10.02	51.70	27.50	1.09	33.82
ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
di	16.09	2.90	10.34	20.26	23.18	1.97	18.02	25.66	0.00	17.20
hy	16.23	8.98	15.76	10.39	10.05	0.44	4.49	13.70	0.70	17.45
wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ol	7.07	0.00	0.00	6.00	3.79	0.00	4.10	0.00	0.00	1.48
mt	2.58	1.48	3.03	2.46	2.11	0.18	1.96	2.13	0.87	2.50
il	2.09	1.93	4.18	2.61	2.75	0.48	0.55	3.16	0.19	2.91
ap	0.30	0.67	1.45	0.47	0.30	0.10	0.06	0.64	0.04	0.76

Ech	SJ7	SJ26	SJ27A	SJ27B	SJ28	SJ30	SJ32	SJ33	SJ34A	SJ34B1
SiO[2]	71.80	49.50	60.30	52.75	48.20	65.60	44.20	60.20	49.70	58.80
TiO[2]	0.43	2.85	1.09	2.43	3.52	0.57	0.80	0.47	1.81	0.65
Al[2]O[3]	14.00	14.80	17.15	14.50	13.75	17.30	14.32	15.05	15.00	16.90
Fe[2]O[3]*	2.10	9.70	6.64	12.47	15.52	2.12	12.80	5.21	10.90	5.80
MnO	0.02	0.17	0.10	0.24	0.25	0.03	0.21	0.07	0.19	0.09
MgO	0.60	6.10	1.50	3.60	4.22	1.18	13.00	4.80	6.80	1.18
CaO	12.44	11.45	4.45	7.10	8.47	4.40	10.30	6.30	9.40	14.60
Na[2]O	3.97	3.06	5.78	3.45	3.90	7.25	0.88	6.72	2.86	0.23
K[2]O	3.18	0.47	1.55	1.79	0.74	0.33	0.26	0.23	1.13	0.23
P[2]O[5]	0.09	0.33	0.24	0.63	0.72	0.13	0.03	0.12	0.23	0.19
LOI	0.68	1.38	0.86	0.55	0.20	0.70	3.48	0.79	1.83	1.60
Total	99.34	99.81	99.66	99.51	99.49	99.61	100.07	99.96	99.85	100.27
Rb	95	14.5	49	57	17.1	7.2	7.5	8.5	37.5	7.9
Sr	179	285	226	203	225	225	142	130	233	695
Ba	685	120	432	420	297	170	50	10	286	49
Sc	5.8	32	7.5	34	40	9	29	23.5	40	6.5
V	34	283	100	242	445	43	143	133	290	90
Cr	6	94	9	30	7	15	216	66	255	13
Co	5	30.5	13	23	37	6	70	24	39	5
Ni	4	42	5.5	11	14.5	12	213	57	70	12
Y	29	39	37	77	69	44	9.6	23.5	32.5	33
Zr	160	33	49	58	30	50	16	28	67	95
Nb	12.3	33	27	58.5	45	21	2.8	7.6	16	21.5
La	33	19.5	22.4	40	31	27	2.5	10	11	27
Ce	59	41	46	91	69	53	5.3	20	25	56
Nd	24.5	25.5	24	53.5	44	25	3.4	10	17	27
Sm	4.75	6.1	5.75	12.7	10.9	5.6	1.35	2.65	4.7	5.45
Eu	0.88	1.67	2.85	2.98	3.13	1.8	0.61	0.78	1.56	1.89
Gd	4.8	7	6.2	14	12.2	6.5	1.15	3.25	5.65	5.8
Dy	4.3	6.6	5.95	13.4	11.7	6.65	1.55	3.45	5.45	5.35
Er	2.7	3.8	3.55	7.5	6.4	4.1	0.9	2.3	3.1	3.25
Yb	2.72	3.6	3.57	7	5.78	4.25	0.9	2.37	2.92	3.36
Th	15.8	1.95	3.25	6.2	0.95	7.85	0.3	6.2	1.4	12.3
Q	17.19	0.45	8.73	4.62	0.00	11.84	0.00	2.76	0.00	27.68
or	17.45	2.86	9.26	11.01	4.57	1.93	1.60	1.34	6.90	1.44
ab	33.10	28.34	52.47	32.26	36.58	64.42	8.21	59.45	26.54	2.19
an	10.21	26.06	16.45	19.57	18.62	13.55	35.70	10.07	25.59	47.04
ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
di	3.37	24.26	3.43	10.26	16.29	5.77	13.76	15.96	16.85	13.36
hy	0.00	11.13	4.81	14.67	10.37	0.34	18.09	7.38	15.80	0.00
wo	16.94	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.67
ol	0.00	0.00	0.00	0.00	3.49	0.00	19.34	0.00	2.85	0.00
mt	1.02	2.09	2.81	2.71	3.39	1.07	2.09	2.15	2.36	2.25
il	0.56	4.10	1.54	3.52	5.12	0.79	1.16	0.65	2.61	0.96
ap	0.17	0.71	0.51	1.37	1.57	0.27	0.07	0.25	0.50	0.42

Ech	SJ34C	SJ34D2	SJ34E	SJ34F	SJ35	SJ36	SJ37	SJ38	SJ39
SiO[2]	60.80	50.00	50.00	50.00	59.40	57.00	53.25	54.85	77.30
TiO[2]	1.24	1.60	1.80	1.74	1.24	1.93	2.42	2.22	0.07
Al[2]O[3]	15.55	15.15	15.35	15.30	18.15	15.85	14.80	14.55	11.55
Fe[2]O[3]*	5.58	10.10	10.45	10.90	4.42	7.40	11.58	10.76	1.20
MnO	0.10	0.19	0.19	0.21	0.06	0.11	0.20	0.18	0.02
MgO	2.47	6.42	6.65	6.35	1.63	2.55	3.69	3.37	0.07
CaO	8.40	8.00	9.45	8.10	6.46	7.55	7.20	6.60	0.35
Na[2]O	4.50	3.23	3.04	3.28	6.60	5.26	3.67	3.48	3.69
K[2]O	0.37	1.33	0.94	1.07	0.59	0.64	1.46	1.73	4.35
P[2]O[5]	0.26	0.23	0.25	0.25	0.28	0.71	0.72	0.64	0.01
LOI	1.02	3.52	1.82	2.19	0.84	0.78	0.64	0.68	0.51
Total	100.29	99.77	99.94	99.39	99.67	99.78	99.63	99.08	99.12
Rb	9.4	47	33	37	14.6	17.5	42.4	58	175
Sr	322	180	210	165	288	255	218	205	26
Ba	90	314	207	278	236	230	405	415	220
Sc	17	35	36	36	7	19.5	28	26	0.8
V	147	238	265	268	104	122	265	240	2
Cr	25	208	225	196	9	5	35	36	3.5
Co	11	37	41	37	9	16	25	25	1.5
Ni	17	75	76	77	7	8	19	18	2
Y	47	33	32	31	30	67	65	62	102
Zr	120	45	51	50	80	80	27	43	150
Nb	30.5	16.6	17.4	17	20.7	34	37.5	39	32
La	20.5	12	15.2	10	30	37	35	35	32.5
Ce	45.5	27	32	24	58	81	80	79	74
Nd	26.6	18	18	16	28	45	45	42.5	36.5
Sm	6.4	4.85	4.85	4.5	5.6	10.3	10.4	9.7	9.5
Eu	1.68	1.44	1.5	1.48	2.79	2.62	2.67	2.39	0.35
Gd	7.6	5.4	5.4	5.1	5.75	11.6	11	10.3	13.2
Dy	7.75	5.5	5.4	5.4	4.95	11.15	10.9	10.1	15.4
Er	4.6	3.2	3.1	3.1	2.75	6.4	6.1	5.9	10
Yb	4.46	3.1	2.95	2.9	2.75	5.8	5.6	5.4	9.94
Th	6.15	2.4	1.85	2.3	6.25	7	3.5	6.3	14.5
Q	14.28	0.00	0.00	0.00	5.02	7.11	6.51	9.47	36.33
or	2.22	8.23	5.72	6.58	3.48	3.84	8.94	10.66	26.41
ab	40.99	30.38	28.13	30.64	59.12	47.98	34.16	32.60	34.04
an	21.45	24.00	26.24	24.83	18.11	18.03	20.32	19.80	1.72
ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
di	15.29	12.80	16.31	12.23	9.63	12.25	9.47	8.01	0.00
hy	1.40	16.96	16.10	18.28	0.48	4.19	11.79	11.32	0.56
wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ol	0.00	2.58	2.12	2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
mt	2.07	2.21	2.25	2.37	1.84	2.36	3.76	3.52	0.64
il	1.75	2.33	2.58	2.52	1.72	2.73	3.49	3.23	0.10
ap	0.55	0.50	0.54	0.54	0.58	1.51	1.56	1.40	0.02

Ech	SJ40	PM2A	PM2B	PM2C	PM4	PM7	PM8	PM9	PM10
SiO[2]	76.00	52.60	48.40	49.00	50.50	48.90	47.70	45.80	48.00
TiO[2]	0.14	0.59	0.57	0.39	1.50	2.35	0.18	2.50	2.34
Al[2]O[3]	12.10	17.30	17.25	19.20	14.60	15.25	23.60	15.30	14.55
Fe[2]O[3]*	1.75	5.16	7.67	5.70	10.70	10.30	3.83	12.95	13.30
MnO	0.03	0.09	0.11	0.09	0.18	0.19	0.08	0.19	0.23
MgO	0.16	6.50	8.85	7.34	6.97	6.84	5.38	7.45	6.40
CaO	0.20	12.45	12.15	14.10	10.25	10.65	13.40	10.95	10.65
Na[2]O	2.96	3.40	2.21	2.17	2.96	2.69	2.33	2.31	2.67
K[2]O	5.08	0.32	0.13	0.13	0.55	0.83	1.08	0.26	0.62
P[2]O[5]	0.02	0.10	0.04	0.03	0.21	0.36	0.03	0.35	0.32
LOI	0.74	1.61	2.27	2.02	1.17	1.55	3.13	1.46	0.81
Total	99.18	100.12	99.65	100.17	99.59	99.91	99.74	99.52	99.89
Rb	166	11.5	3.3	3.7	11.9	31	44	6.6	15
Sr	37	277	217	266	176	262	427	193	260
Ba	620	54	25	22	178	89	96	51	150
Sc	2	44	44	44	37	37	21	36	49
V	7	184	202	154	267	322	72	330	368
Cr	4	179	232	240	220	130	634	165	102
Co	3	24.5	35	25	40	32.5	17	50	43
Ni	2.5	50	72	70	68	68	68	130	47
Y	26	16.8	14.6	8.8	37	40	4.7	47	39
Zr	130	24	9	8	37	79	6	48	18.5
Nb	24	2.7	1.2	0.4	14.8	22	0.7	15.5	16.5
La	15.5	3.4	2.6	1.7	11.8	15.9	2.8	12	9.2
Ce	32	9.5	6	4	27	35	6	30.5	23
Nd	14	6.1	4.3	2	17	23	2.4	21.5	19
Sm	3	2	1.8	1.1	4.8	6	0.9	6.3	5.6
Eu	0.34	0.83	0.9	0.55	1.32	2.12	0.47	2.25	2
Gd	3.1	2.8	2.5	1.55	5.6	6.8	1.15	7.45	6.7
Dy	4.2	2.85	2.55	1.55	6.3	7	0.85	8.1	7.3
Er	2.6	1.6	1.45	0.8	3.7	3.8	0.5	4.7	3.8
Yb	3.66	1.5	1.31	0.78	3.48	3.38	0.44	3.9	3.47
Th	12.4	0.15	0.2	0.1	2.45	1.65	0.1	0.9	0.15
Q	36.87	0.25	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00
or	31.04	1.90	0.78	0.78	3.34	5.06	6.45	1.60	3.79
ab	27.49	30.66	20.27	19.71	27.33	24.91	16.65	21.63	24.83
an	0.89	31.14	37.56	42.77	25.64	27.93	51.27	31.93	26.81
ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.69	0.00	0.00
di	0.00	24.20	19.00	22.25	20.20	19.31	12.56	17.88	20.60
hy	0.93	9.19	12.11	6.99	18.50	14.55	0.00	12.07	13.03
wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ol	0.00	0.00	7.73	5.67	0.00	1.88	9.26	7.66	3.99
mt	0.95	1.63	1.64	1.21	2.30	2.22	0.81	2.82	2.88
il	0.20	0.83	0.81	0.55	2.15	3.38	0.25	3.63	3.38
ap	0.04	0.21	0.09	0.06	0.45	0.78	0.06	0.76	0.69

Ech	SJ34g	SJ43a	SJ43c	SJ43d	SJ43f	SJ43g	SJ44b	SJ47
SiO[2]	52.20	50.00	72.20	74.00	49.00	49.20	47.10	75.70
TiO[2]	1.18	1.79	0.33	0.13	1.91	2.02	0.64	0.16
Al[2]O[3]	15.75	15.42	14.05	10.62	15.55	14.70	14.22	12.15
Fe[2]O[3]*	9.05	11.25	1.98	4.32	11.10	11.00	9.40	1.52
MnO	0.13	0.18	0.03	0.03	0.18	0.21	0.15	0.02
MgO	6.27	7.23	0.78	0.19	6.40	6.80	13.90	0.33
CaO	7.12	7.38	2.14	8.70	10.15	10.35	8.50	0.41
Na[2]O	4.22	2.48	6.85	0.29	2.55	2.83	1.52	2.50
K[2]O	1.20	2.30	0.36	0.24	1.09	0.90	0.85	5.39
P[2]O[5]	0.17	0.25	0.05	0.02	0.28	0.30	0.14	0.02
LOI	1.93	2.08	0.58	1.02	2.03	1.73	3.41	0.87
Total	99.22	100.36	99.35	99.56	100.24	100.04	99.83	99.07
Rb	40	111	8.6	15.5	52.5	41.5	27.4	140
Sr	168	121	84	445	230	193	253	51
Ba	273	330	35	32	202	175	123	1370
Sc	35	38	5.2	1.2	40.5	43.5	29.5	2
V	207	281	52	32	310	336	210	8.5
Cr	240	225	11	4.5	220	192	955	7
Co	27	41	4.5	1.5	41	61	57	1.5
Ni	68	72	7	3.5	64	81	380	4
Y	30	30.5	21.8	9.3	36	57	5.6	21.5
Zr	49	66	128	73	40	42	43	159
Nb	13	14	15.4	5.2	17	18.5	2.5	20.3
La	10.1	11	10	24.5	13.5	15	7.1	16.7
Ce	23	24	16.5	38	31	40	16	25.5
Nd	15	16	8	11	20	31	10	16.5
Sm	4.1	4.5	2.25	1.75	5.2	8.4	2.7	3.7
Eu	1.17	1.44	1.08	1.11	1.42	1.82	0.84	0.5
Gd	4.45	5.2	2.85	2.1	6.2	10	2.7	3.5
Dy	4.85	5.4	3.15	1.4	6.05	9.9	2.45	3.7
Er	2.8	3.05	2.2	1	3.4	5.3	1.5	2.5
Yb	2.75	2.9	2.2	1.01	3.28	5.15	1.48	3.2
Th	2.95	1.2	13.7	4.5	1.5	1.35	1.15	12.3
Q	0.00	0.00	24.16	54.56	0.00	0.00	0.00	37.55
or	7.26	14.00	2.13	1.53	6.67	5.49	5.14	33.07
ab	38.81	22.95	61.62	2.80	23.71	26.22	13.96	23.31
an	20.99	24.89	6.54	29.01	28.76	25.55	30.16	1.98
ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
di	11.25	8.93	3.02	6.01	17.20	20.34	9.65	0.00
hy	14.67	19.39	0.93	0.00	16.22	12.73	21.99	1.29
wo	0.00	0.00	0.00	3.91	0.00	0.00	0.00	0.00
ol	1.57	4.32	0.00	0.00	1.68	3.75	15.88	0.00
mt	3.39	2.42	1.04	1.95	2.40	2.37	2.01	0.83
il	1.68	2.57	0.46	0.20	2.76	2.90	0.91	0.23
ap	0.36	0.54	0.10	0.05	0.61	0.65	0.30	0.04



Extrait du mémoire n° 32 (Yves Plusquellec) de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne. (Voir Notes de lectures)