

Le Massif du Sidobre (Tarn, France) : un laccolithe monzo-granodioritique fini-carbonifère mis en place par bouffées magmatiques successives

Jacques MAGONTIER

Résumé

Le laccolithe composite monzo-granodioritique du Sidobre s'est mis en place à faible profondeur [5-10 km], dans un couloir de cisaillement dextre orienté NE-SW, à la fin du Carbonifère. Une exploitation de granite à ciel ouvert, à proximité de Saint-Salvy-de-la-Balme, a révélé à l'observation un affleurement déterminant permettant d'élucider les modalités de mise en place des faciès constitutifs du Sidobre. Les observations inédites réalisées dans la carrière PLO, où un contact entre les faciès internes et périphériques de cette intrusion est clairement visible, m'ont ainsi conduit à reprendre l'analyse et la synthèse des travaux antérieurs. L'ensemble de ces données (observations + synthèse) suggère une croissance rapide de cette intrusion par bouffées magmatiques successives ; les faciès les plus internes clôturant l'édification de ce petit massif. Si cet affleurement-clé est d'extension réduite, il n'en est pas moins d'une grande importance car il permet de valider les déductions issues des études antérieures.

Mots clés : Monzo-granodiorite, Sidobre, Montagne Noire, orogénèse hercynienne, France.

Abstract

The Sidobre Massif (Tarn, France) : a monzo-granodioritic laccolith emplaced during the late Carboniferous times by magmatic pulses

In southern Massif Central, the Sidobre massif exhibits a monzo-granodioritic flat-floored upper crustal pluton. This thin laccolith late variscan in age, is intrusive within the mainly cambrian metamorphic basement outcropping on the northwestern slope of the Montagne Noire. New unpublished observations in an open quarry close to Saint-Salvy-de-la-Balme, and a summary of previous studies, demonstrate pluton emplacement in a NE-SW hidden dextral shear zone and an incremental rapid growing of laccolith by successive but discontinuous in time magmatic batches. Thus, it exposes an inverse petrographic zoning, the central blue granodiorite located in southwestern area corresponding to the last magmatic batch.

Keywords : Monzo-granodiorite, Sidobre, Montagne Noire, hercynian orogeny, France.

I. Introduction

“...ce Rocher est très-dur, et d'une espèce qu'on appelle icy pierre de sidobré...” écrivait Pierre Borel en 1649.

Au Sud du Massif Central, le Sidobre est un petit massif granitique (*s.l.*) composite (**Fig. 1**) qui affleure, sous forme d'une ellipse de près de 70 km² d'axe NE-SW, dans les formations paléozoïques, généralement

azoïques, constituant le versant septentrional (écaïlles des Monts de l'Ouest de Lacaune) de la Montagne Noire (Guérangé-Lozes, 1987 ; Demange, 1998 ; Alabouvette *et al.*, 2003 ; Demange *et al.*, 2014). Connu en tant qu'entité géologique dès le 19^{ème} siècle (Dufrenoy & Élie de Beaumont, 1841), ce massif est aussi reconnu pour son **granit**, exploité de longue date en de nombreuses carrières, et pour ses paysages pittoresques dont l'attrait est rehaussé par les nombreux chaos granitiques, aux formes étranges

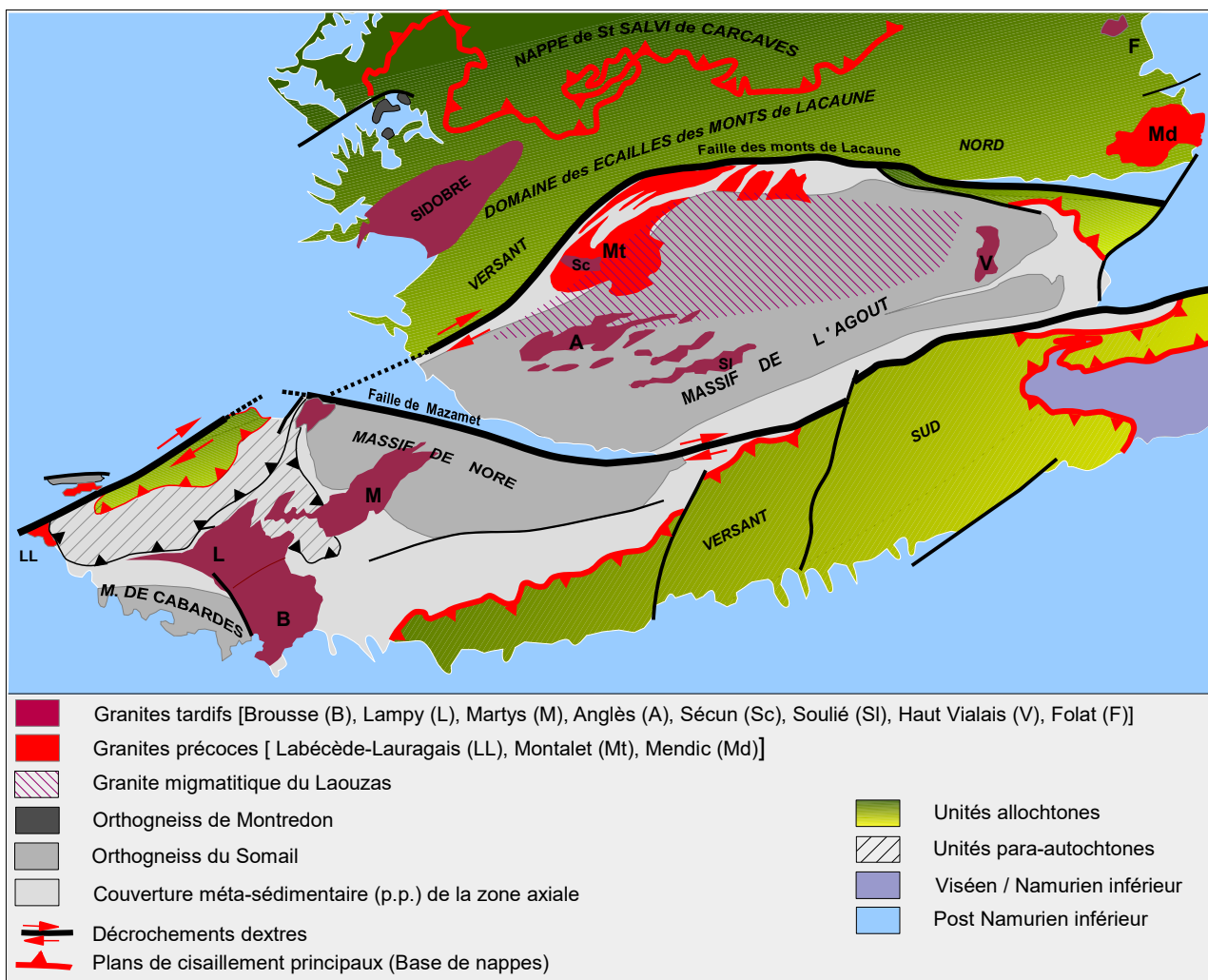


Fig. 1 – Carte structurale de la Montagne Noire (fond cartographique d’après Demange, 1998 ; modifié).

ou évocatrices, et autres rivières de pierres (Borel, 1649 ; Maynadier, 1935) que le promeneur bucolique peut découvrir le long de ses sentiers.

Pour le géologue, ce massif granitique (*s.l.*) est un des nombreux témoins des intrusions acides mises en place vers la fin de l’orogénèse hercynienne. Son étude permet donc, localement, d’aborder les derniers instants de l’histoire géologique de cette gigantesque chaîne de montagne édifée au Paléozoïque supérieur.

II. L’environnement géologique du massif

Ce massif granitique (*s.l.*) est intrusif dans des formations épimétamorphiques [unités occitanes (Demange, 1998)] essentiellement schisteuses à schisto-gréseuses (Fig. 2) dont l’âge peut être rapporté, par corrélations latérales de faciès, au Cambrien inférieur voire à l’infra-Cambrien (Béziat, 1973 ; Guérangé-Lozes, 1987 ; Guérangé-Lozes & Burg, 1990 ; Demange *et al.*, 2014).

Ces formations représentent le substratum, fortement écaillé (Demange *et al.*, 2014), de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès (formations du Cambrien moyen à l’Ordovicien inférieur) qui s’étend largement plus au Nord (Fig. 2).

Cette intrusion affecte ainsi l’unité la plus méridionale et probablement la plus basse de l’édifice constitué par la superposition de quatre unités lithostructurales, mises en place progressivement vers le Sud ou le Sud-Est au cours de la structuration tectono-métamorphique tangentielle hercynienne [Viséen, *ca* 340-335 ma.], et reconnues sur le versant nord de la zone axiale (Guérangé-Lozes, 1987 ; Guérangé-Lozes & Burg, 1990 ; Doublie *et al.*, 2006).

Si le contact avec l’encaissant est le plus souvent concordant (Pl. 1 ; ph. 1) avec le plan de clivage régional plongeant vers le NW sur la bordure nord et nord-est du massif, le granite présente un contact sub-vertical, voire renversé, dans le secteur de Saint-

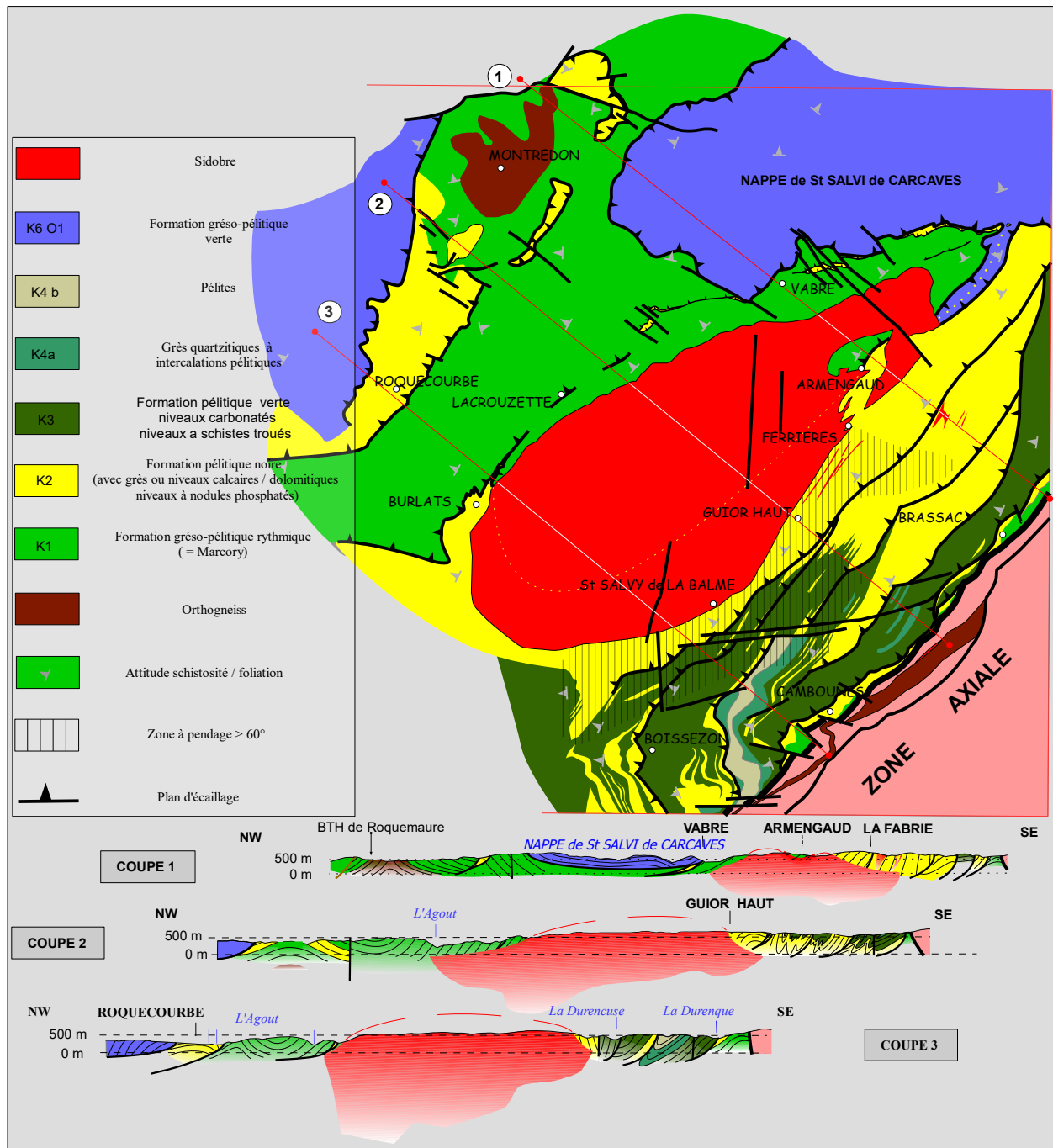


Fig. 2 – Carte et coupes géologiques schématiques (carte simplifiée d'après Demange *et al.*, 2014).

Salvy-de-la Balme - Ferrière (Thiébaud & Escande, 1949, 1953 ; Coppel, 1993 ; Cassard *et al.*, 1993).

La mise en place du magma granitique, datée *ca.* 308 ma. (Pin, 1991 *in* Gébelin *et al.*, 2009 ; Simien *et al.*, 1999 *in* Doublie *et al.*, 2006), limite Pennsylvanien moyen/supérieur (Cohen *et al.*, 2013) [limite Westphalien/Stéphanien], à un niveau structural élevé (Moisy, 1993 ; Demange, 1998 ; Alabouvette *et al.*, 2003), est à l'origine d'une auréole de métamorphisme de contact [faciès des cornéennes

à hornblende] limitée (Thiébaud & Escande, 1949, 1950, 1953 ; Béziat, 1973 ; Ghahremanlou, 1973 ; Acuana-Sorriaux, 1981 ; Demange *et al.*, 2014).

On peut aussi rattacher aux circulations de fluides liées à l'intrusion, des skarns à scheelite identifiés à l'affleurement ou en sondages (Acuana-Sorriaux, 1981 ; Tessier, 1989).

Les conditions de ce métamorphisme de contact, syntectonique (Ghahremanlou, 1973 ; Borrel, 1978 ; Acuana-Sorriaux, 1981 ; Guérangé-Lozes, 1987 ;

Guérangé-Lozes & Burg, 1990) sont estimées à 570°C à 2 kb pour la zone de l'andalousite (Acuana-Sorriaux, 1981). Des valeurs assez proches [T = 500°C ; P = 2 à 3 kb] ont été reconnues pour la biotite (Couilloud, 1988 *in* Tessier, 1989).

Les études pétrogénétiques (Borrel, 1978 ; Isnard, 1982) des faciès granitiques (*s.l.*) conduisent à des estimations similaires quant aux conditions P/T de mise en place du magma.

Ces conditions correspondent ainsi à une mise en place vers 7 km de profondeur, c'est à dire dans la partie superficielle de la croûte. Une mise en place par diapirisme, évoquée par A. Borrel (1978) et reprise par la suite (Isnard, 1982 ; p. 238) ne peut donc être retenue ; les conditions rhéologiques requises pour une telle ascension du magma n'étant plus réalisées à cette profondeur (Vigneresse, 1995 ; Vigneresse, 2004 ; Vigneresse & Clemens, 2000).

III. La mise en place du massif : l'apport de la cartographie des faciès granitiques et de nouvelles observations en carrière

Si les géologues ayant étudié le massif du Sidobre ont en commun d'avoir distingué deux faciès principaux (**Tabl. 1**), concentriques, excentrés vers le Sud-ouest, il revient à P. Isnard (1982) la réalisation d'une cartographie très fine basée sur un échantillonnage pétrographique et géochimique de grande ampleur (**Fig. 3**).

1. Avant de préciser l'apport de cette cartographie quant à la mise en place des faciès granitiques, rappelons quelques données.

Le lecteur intéressé par les caractéristiques détaillées des faciès pétrographiques des granitoïdes pourra consulter avec profit les travaux de A. Borrel (1978) et de P. Isnard (1982).

Sans entrer dans le détail, il paraît important toutefois de souligner les particularités suivantes :

- Des granites bleus, les plus centraux, aux granites clairs, périphériques, les études pétrographiques montrent une diminution importante des teneurs en biotite, plus atténuée en plagioclases [plagioclases de plus en plus sodiques], contrebalancée par une augmentation de la teneur en feldspath alcalin (Isnard, 1982 ; tabl. 11, p. 125 ; tabl. 12, p. 127).

Cette évolution est aussi marquée par la diminution très notable du nombre et de la taille des enclaves microgrenues, basiques et sombres (Isnard, 1982 ; p. 69 et suivantes) (**Pl. 1 ; ph. 2 et 3**).

- La présence de ces enclaves témoignent (Didier & Lameyre, 1969 ; Bonin, 2004 ; Vigneresse, 2004 ; ...), de l'intervention d'un magma basique mantellique dans la genèse du magma dont sont issus les faciès du Sidobre (Isnard, 1982).

2. Les études géochimiques et pétrographiques (Borrel, 1978 ; Isnard, 1982) mettent en évidence les faits suivants :

- L'ensemble des granitoïdes, du type central bleu, au type périphérique clair non porphyroïde, évolue d'un pôle granodioritique, d'origine crustale profonde, vers un pôle monzogranitique [adamellite] (Isnard, 1982).

- Les enclaves microgrenues sombres, basiques, ont une composition tonalitique (Borrel, 1978 ; Isnard, 1982). Elles présentent une évolution géochimique divergente par rapport à celle du magma granitique hôte (Isnard, 1982) interprétée en faveur d'un bimagmatisme : magma granodioritique et magma basique dérivent de deux sources différentes contrairement à l'hypothèse proposée par P. Borrel (1978) : enclaves basiques = cumulats.

FACIES PRINCIPAUX		PETROTYPES Isnard, 1982
Didier & Roques, 1960 ; Durand, 1961 ; Didier, 1964	Borrel, 1978	
Granite bleu central	Granite bleu central (Granite bleu à grain fin, marginal)	Granite bleu
Granite gris		Granite gris-bleu
Granite clair périphérique		Granite gris
Granite à deux micas		Granite clair porphyroïde
		Granite clair, non porphyroïde
		Granite à deux micas

Tabl 1 – Typologie des faciès du Sidobre (d'après Tessier, 1989 ; modifié).

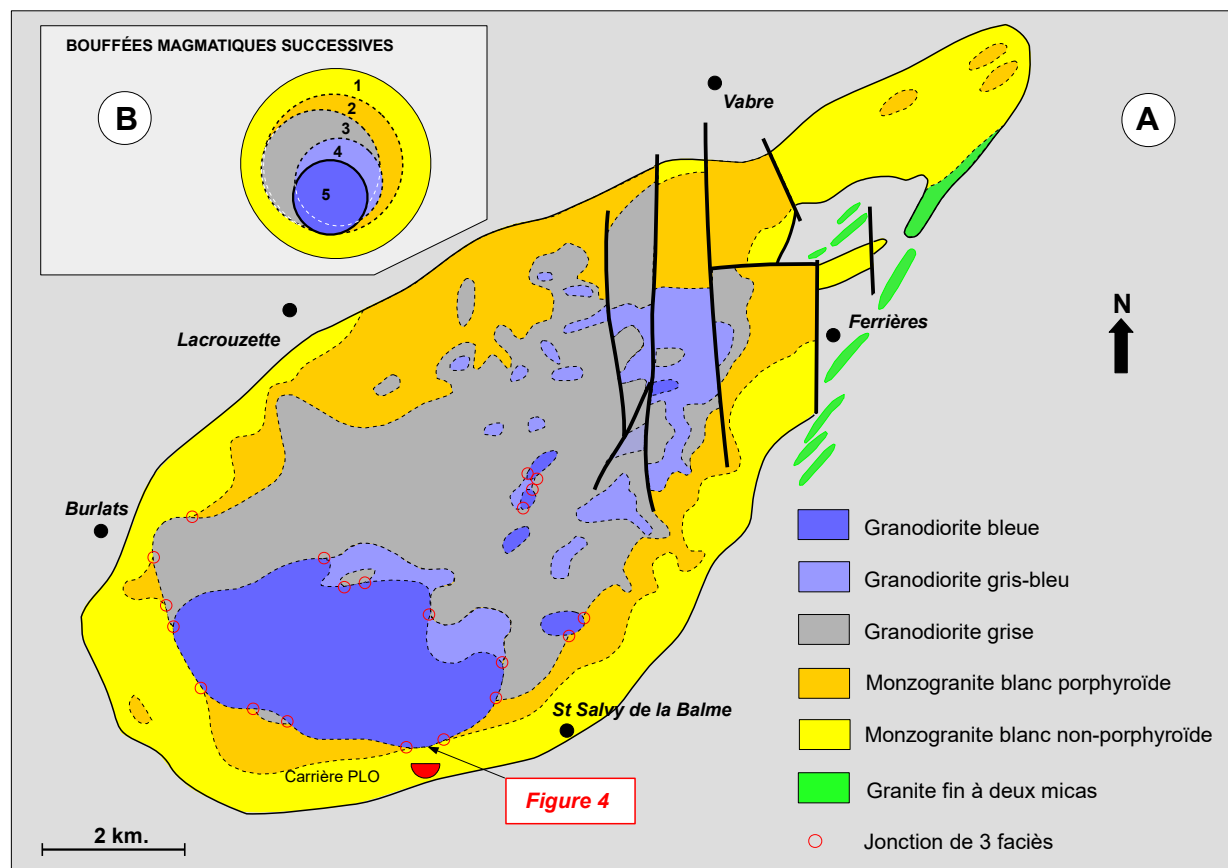


Fig. 3 – La cartographie des faciès granitiques (carte modifiée d'après Isnard, 1982).

3. La cartographie présentée par Isnard (1982 ; fig. 28, p. 120) et reprise par la suite (Demange *et al.*, 2014), met en exergue les constatations suivantes (**Fig. 3, A et B**) :

- Les faciès granodioritiques sont excentrés au SW du massif ; les plus internes débordant localement sur les faciès environnants (**Fig. 3, A**).
- Les points de jonction, communs à trois faciès, démontrent que les pétrotypes identifiés par Isnard (1982) correspondent à des venues magmatiques distinctes, dont la mise en place est échelonnée.
- Les faciès granodioritiques les plus centraux (plus riches en biotite et en enclaves micro-grenues tonalitiques) sont les derniers à se mettre en place (**Fig. 3, B**).

En conséquence, cela signifie que le massif du Sidobre ne s'est pas mis en place lors d'une seule venue granitique (*s.l.*) mais que son édification résulte de la coalescence d'au moins cinq bouffées magmatiques ; l'émergence de ces intrusions successives (**Fig. 3, B**) étant localisée au SW du massif, dans la zone d'affleurement de la granodiorite bleue (**Fig. 3, A**).

L'identification par A. Borrel (1978) d'un granite bleu marginal à grain fin (**Tabl. 1**), localement au contact avec le faciès clair (partie sud du massif), conforte cette conclusion.

4. La carrière PLO (localisation **Fig. 3, A**) expose, au Nord, un contact lobé entre la granodiorite bleue et le granite monzonitique (**Fig. 4**) et permet ainsi d'imaginer l'aspect de ces bouffées magmatiques.

L'aspect mamelonné de ce contact et le litage magmatique de la granodiorite, qui se moule sur la concavité du lobe principal, suggèrent une mise en place de ce faciès central dans un magma monzogranitique encore visqueux.

L'existence, dans le monzogranite blanc, d'un liseré plus clair, dépourvu de biotite, au contact avec la granodiorite (zone réactionnelle ?), serait également en faveur d'une mise en place du faciès central dans un faciès périphérique encore suffisamment fluide.

La présence d'une petite enclave tabulaire (surmicacée ?) à cheval sur le contact entre les deux faciès (**Fig. 4**) est en accord avec cela.

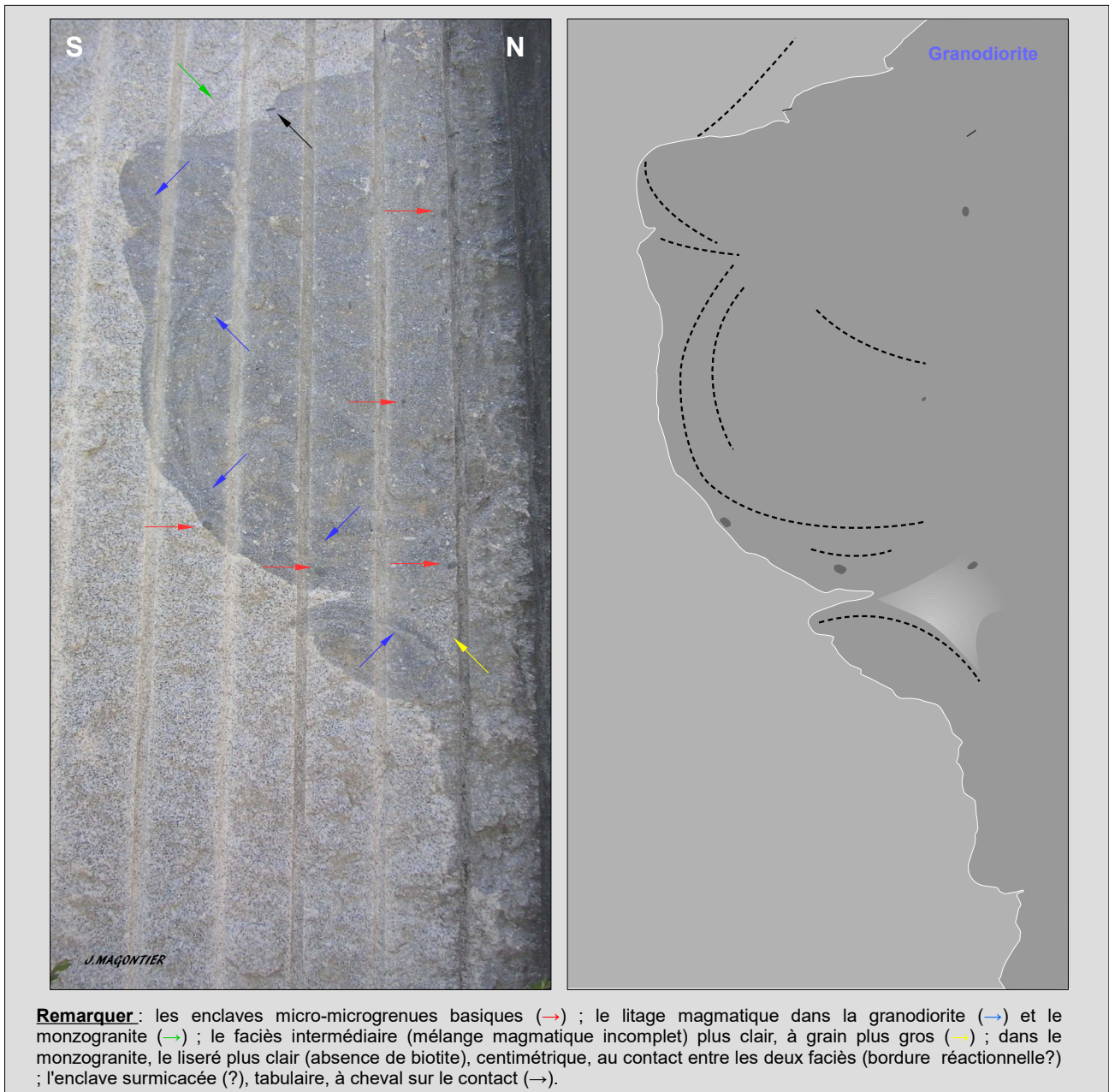


Fig. 4 – Le contact entre le monzogranite (faciès périphérique) et la granodiorite (faciès interne).
Nord de la carrière PLO, Saint-Salvy-de-la-Balme.

Cette observation inédite dans la carrière de Saint-Salvy-de-la-Balme permet donc de confirmer les déductions précédentes quant à la mise en place étagée des faciès granitiques telle quelle apparaît à l'analyse de la carte de P. Isnard (1982). Il semble donc raisonnable d'étendre les conclusions ainsi retenues, concernant cet affleurement restreint, à l'ensemble des contacts entre faciès (voir Fig. 3).

La carrière « PLO » présente donc un affleurement-clé, déterminant pour appréhender les modalités de mise en place des faciès granitiques.

Le Sidobre représente par conséquent un massif composite dont les divers faciès – monzogranitiques à granodioritiques – se sont mis en place successivement, de façon centripète, par bouffées magmatiques réitérées, dans un milieu encore visqueux. La granodiorite bleue, identifiée comme étant la dernière venue magmatique, cicatrise donc l'émergence de l'alimentation.

L'édification d'un massif granitique, par apports magmatiques successifs, a été décrite par ailleurs (Petford *et al.*, 2000 ; Vignerresse, 2004 ; Miller, 2008 ; Brown, 2013).

IV. Géométrie et mise en place du massif : l'apport des méthodes géophysiques

Des méthodes géophysiques ont permis d'apprécier la géométrie de l'intrusion et la structure acquise par le granite (*s.l.*) au cours de sa mise en place.

1. Les études gravimétriques (Fig. 5) réalisées (Améglio *et al.*, 1994) permettent de préciser la géométrie de ce petit massif en révélant la profondeur du plancher de l'intrusion.

Ce massif granitique constitue ainsi une lentille de faible épaisseur [$< 3,5$ km au SW du massif], enracinée au SW (Fig. 5, coupe A-B), avec au moins une zone

d'alimentation magmatique dans cette partie. La mise en évidence du plancher granitique révèle également l'existence probable d'au moins deux failles normales (N 120°E) sub-perpendiculaires à l'allongement de l'intrusion (Fig. 5, coupe C-D).

2. L'étude [OPF par analyse d'image et ASM sur biotite] de la fabrique des phases minérales constitutives du granite du Sidobre a été réalisée par Moisy (1993), Darrozes *et al.* (1994) et Darrozes (1997).

Cette analyse multi-échelles permet d'appréhender la structure du massif, de l'échelle de l'échantillon à celle de la cartographie.

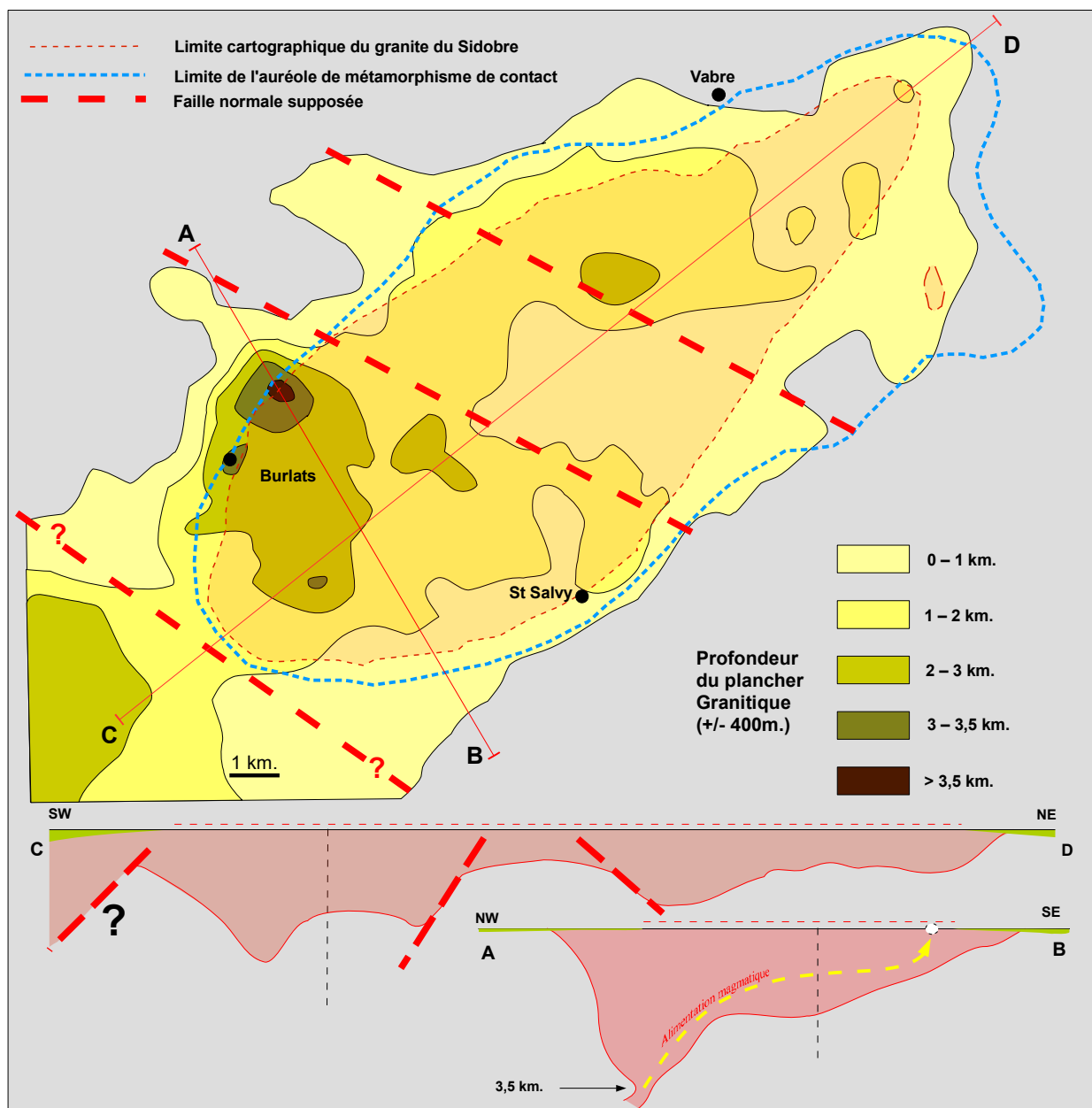


Fig. 5 – Carte et profils gravimétriques du Massif du Sidobre (modifiés d'après Améglio *et al.*, 1994).

a. A l'échelle de l'échantillon et de la carrière, les principaux traits marquants de cette étude (Darrozes *et al.*, 1994 ; Darrozes, 1997) sont énumérés brièvement ci-dessous :

- Les trois minéraux principaux (biotite, plagioclases et quartz ; **Fig. 6**) sont organisés selon une même fabrique – magmatique – conforme à celle déterminée par l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) sur biotite. Autrement dit, la fabrique magnétique est révélatrice de la fabrique magmatique de la roche (> foliation et linéation magmatiques).

- Les feldspaths alcalins (**Fig. 6**) s'organisent selon deux sous-fabriques :

- . La fabrique des méga-cristaux (MFK) est conforme à celle déterminée par l'ASM. Localement, de petits

couloirs de déformation ductile, fonctionnant en failles normales, modifient la fabrique des MFK qui sont alors réorientés selon les plans de cisaillement magmatique tardifs (Darrozes, 1997 ; fig. 62, p. 107).

. Les feldspaths alcalins interstitiels (Fk_{inter}) s'organisent en filets sub-perpendiculaires aux autres phases minérales, c'est à dire à la foliation et à la linéation magmatiques déterminées par ASM.

Cette sous-fabrique des Fk_{inter} résulterait de la migration des derniers liquides magmatiques cristallisant dans des micro-fentes de tension (comportement fragile du granite).

La figure suivante (**Fig. 6**) synthétise l'ensemble de ces résultats.

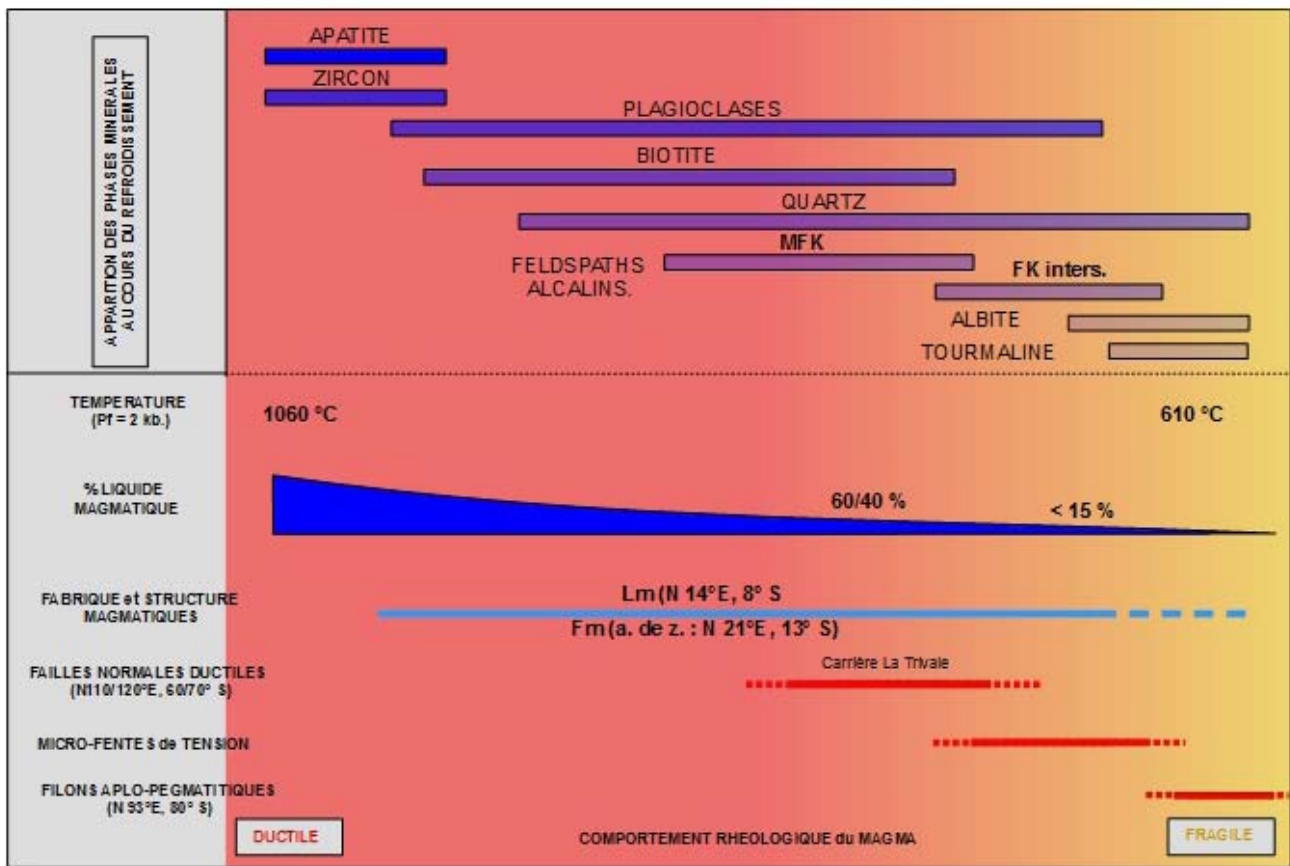


Fig. 6 – Cristallisations des phases minérales et structures magmatiques (d'après Darrozes, 1997, fig. 35, p. 78 ; modifiée).

b. À l'échelle cartographique, la structuration du magma monzo-granodioritique (Isnard, 1982), à la fin de sa mise en place, est révélée par la cartographie des structures magnétiques [anisotropie de la susceptibilité magnétique, 110 sites] soulignées par l'orientation plano-linéaire des biotites magmatiques (Moisy, 1993 ; Darrozes *et al.*, 1994 ; Darrozes, 1997). Les cartes des linéations et foliation magnétiques

(**Fig. 7**) traduisent ainsi la cartographie des structures plano-linéaires acquises lors des derniers écoulements magmatiques et figées au cours du refroidissement.

Les principaux enseignements de ces cartes sont commentés ci-dessous.

b1. Les linéations magnétiques / magmatiques (Fig. 7, A) s'orientent très nettement selon un axe

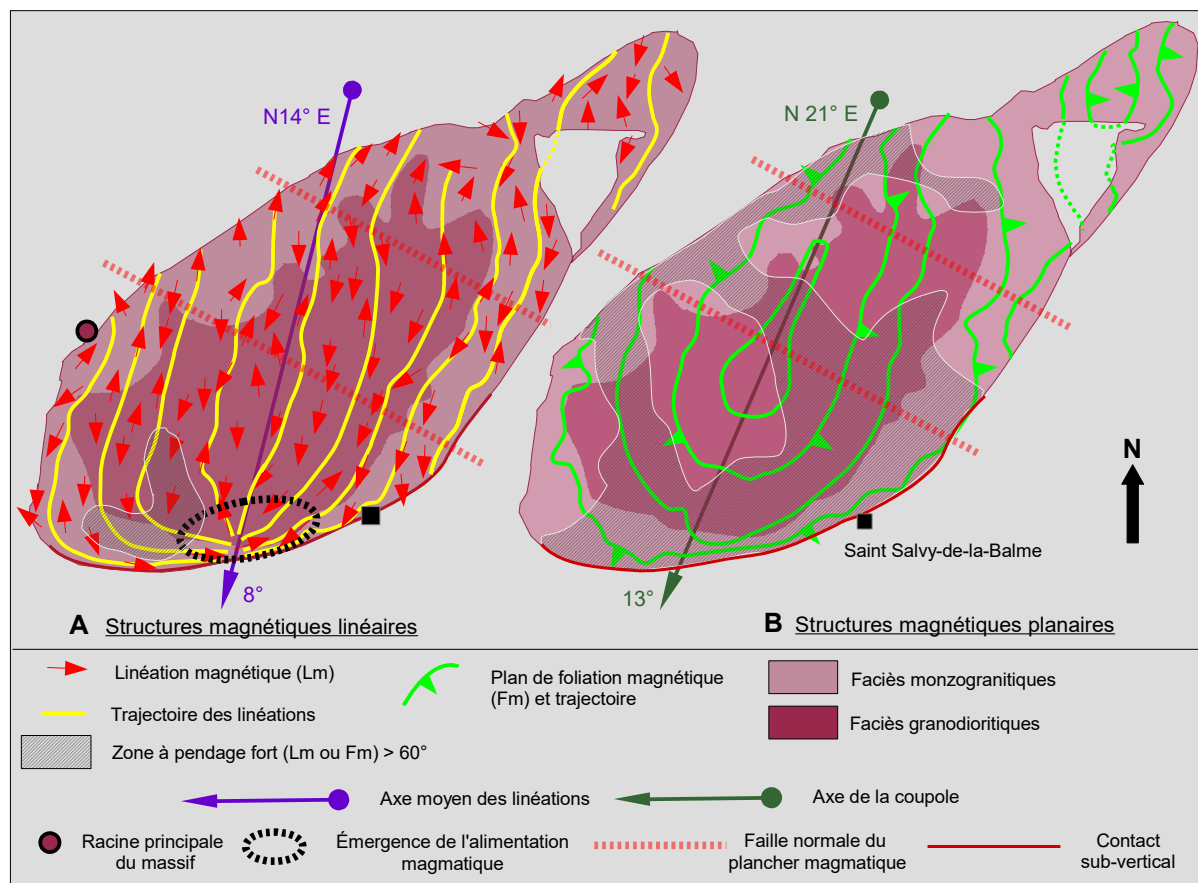


Fig. 7 – La structuration plano-linéaire du massif du Sidobre (d'après les cartes, modifiées, de : Isnard, 1982 ; Améglio *et al.*, 1994 ; Darrozes *et al.*, 1994).

NNE oblique à l'allongement du massif. Elles s'infléchissent et tendent à devenir parallèles à sa limite cartographique, notamment sur la bordure nord. Sur le bord sud du massif, ces linéations convergent en une zone étroite pouvant correspondre à l'émergence, à l'affleurement, de venues magmatiques (**Fig. 5, coupe A-D et Fig. 7, A**).

Cette zone de convergence des linéations est ainsi en accord avec la zone d'arrivée magmatique en surface identifiée ci-dessus.

Cette structuration linéaire révèle l'écoulement / l'étirement de la matière selon une direction orthogonale :

- aux filons aplo-pegmatitiques [N93°, 70° N ; (Darrozes *et al.*, 1994 ; Darrozes, 1997)] cartographiés au sein de ce massif par A. Borrel (1978).

- aux petites failles magmatiques, ductiles, ainsi qu'aux micro-fentes de tension (**Fig. 6**) identifiées par Darrozes (1997).

b2. Les foliations magnétiques / magmatiques (Fig. 7, B) s'organisent en une coupole convexe selon un axe de zone NNE, très proche du précédent.

Cette coupole serait liée à un serrage, selon une direction WNW-ESE, et aurait ainsi canalisé l'écoulement magmatique selon une direction sub-méridienne (Moisy, 1993).

Notons, au passage, que les trajectoires des linéations et foliations semblent indépendantes des limites cartographiques (Isnard, 1982) entre les faciès granitiques périphériques (monzogranites) et centraux (granodiorites). Cela est en faveur d'une mise en place successive, mais rapprochée, des divers faciès magmatiques dans un milieu suffisamment plastique (fabriques magmatiques similaires).

c. Ces données ont conduit à l'élaboration d'un modèle (**Fig. 8**) de mise en place dans un contexte de décrochement dextre, selon une direction NE-SW (Moisy, 1993 ; Darrozes *et al.*, 1994 ; Darrozes, 1997) qui aurait également contrôlé la mise en place, plus tardive, des minéralisations du gîte filonien de Saint-Salvy-de-la-Balme, au SW du pluton (Cassard *et al.*, 1993 ; Moisy, 1993).

- Pour M. Moisy (1993), le magma s'est mis en place à la faveur d'une zone de relais distensif entre deux fractures dextres [type **P**] en échelon sur une

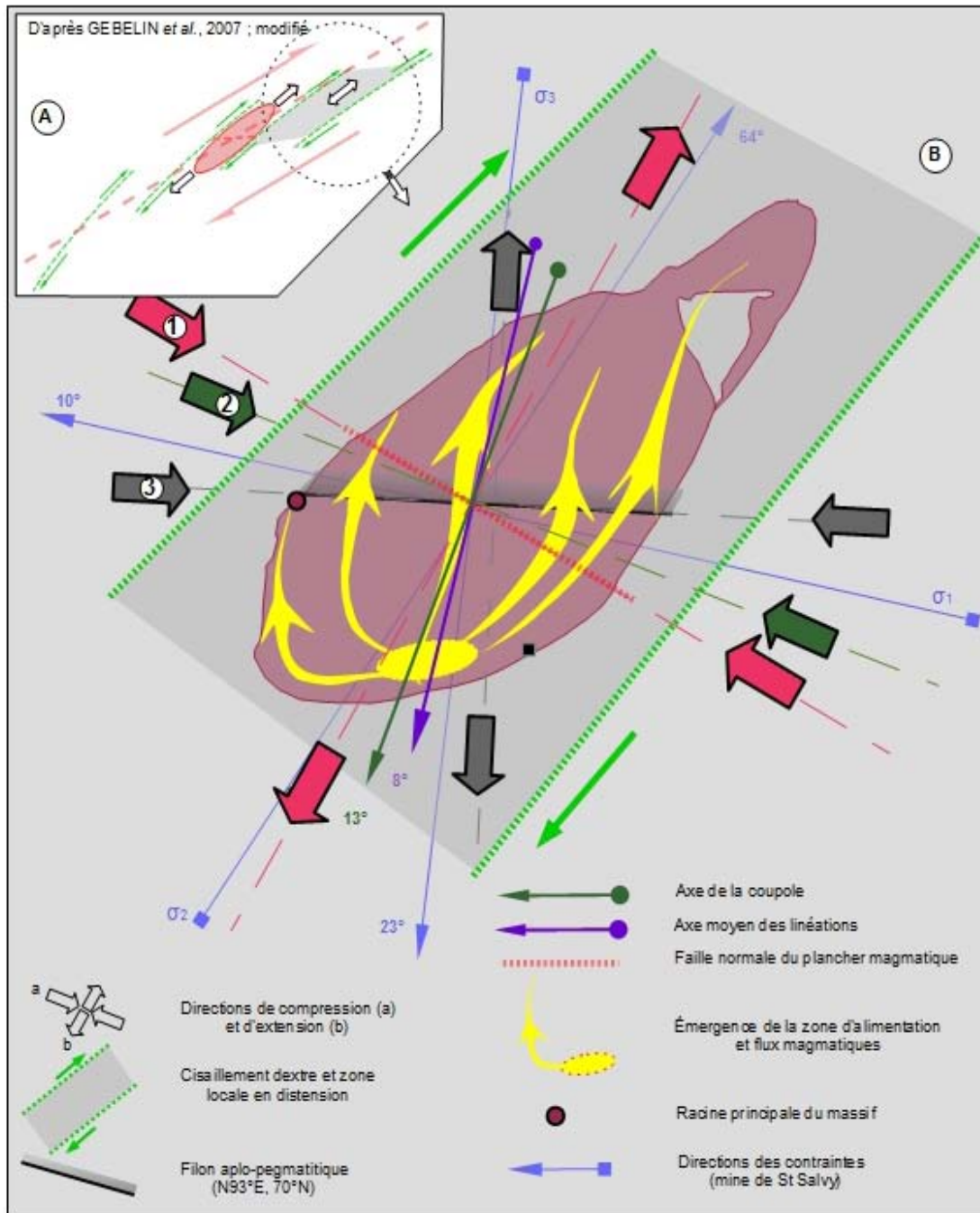


Fig. 8 – Proposition d'un modèle de mise en place (voir texte).

discontinuité crustale NE-SW non visible (**Fig. 8, A**).

- Les travaux de Darrozes (1997) mettent l'accent sur l'existence d'un continuum de déformation rendant compte :

. de la structure en coupole (NNE-SSW), avec écoulement/étirement du magma selon une direction sub-méridienne ; comme en témoignent les petites failles normales magmatiques ductiles mises en évidence (**Fig. 6**), probablement homothétiques des failles normales « gravimétriques » (**Fig. 5**) qui

accidentent le plancher du réservoir (Darrozes, 1997, p. 134).

. des micro-fentes de tensions (Darrozes, 1997) et des filons aplo-pegmatitiques (Borrel, 1978) (**Fig. 6**), drainant les derniers liquides magmatiques.

Cela traduit donc la mise en place du magma dans un contexte tectonique extensif, selon un axe NNE-SSW, les structures magmatiques alors acquises enregistrant ainsi la variation de comportement rhéologique du magma au cours de son refroidissement

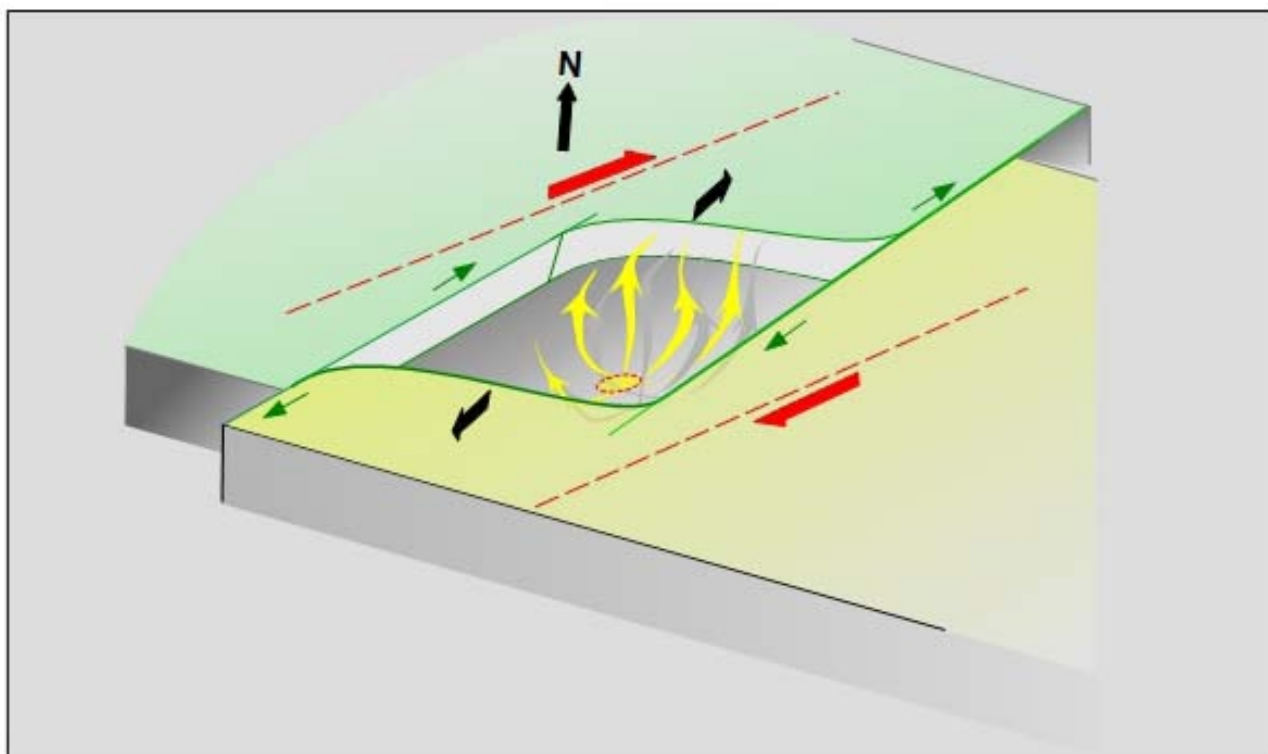


Fig. 9 – Le site de mise en place du granite du Sidobre.

[franchissement de la transition ductile-fragile] (Cassard *et al.*, 1993 ; Moisy, 1993 ; Darrozes, 1997).

Il est à noter que des venues magmatiques filoniennes [microgranites (Pl. 2 ; ph. 4); aplo-pegmatites (Pl. 2 ; ph. 5)] ont également été observées en bordure du massif, dans l'aurole de métamorphisme de contact (Thiébaud & Escande, 1949, 1950, 1953) mais également dans la mine de Saint-Salvy-de-la-Balme où ces corps induisent des contrastes rhéologiques déterminants dans la genèse de la minéralisation (Cassard *et al.*, 1993 ; Moisy, 1993).

Il est important de souligner que les directions de compression et d'extension que l'on peut reconstituer à partir des éléments structuraux du massif [faille normale du plancher granitique (Fig. 8 B, n° 1) ; axe de la coupole (Fig. 8 B, n° 2) et filon aplo-pegmatitique (Fig. 8 B, n° 3)] sont en bon accord avec celles qui ont été déterminées dans la mine de Saint-Salvy-de-la-Balme (Fig. 8 B) [σ_1 : N 102° E, 10° W – σ_3 : N 7° E, 23° S (Cassard & Gros, 1989)].

Remarquons également que les directions des contraintes maximale et minimale déduites de l'orientation moyenne des filons aplo-pegmatitiques (Fig. 8 B, n° 3) sembleraient indiquer une rotation anti-horaire des contraintes ; leur mise en place étant tardive dans l'histoire du massif du Sidobre.

Une telle variation des directions des contraintes compressives a aussi été retrouvée dans l'Albigeois (Guérangé-Lozes, 1987 ; Guérangé-Lozes & Burg, 1990) pour la limite Westphalo-Stéphanien.

Le Sidobre est donc un massif de faible épaisseur (laccolithe), monzo-granodioritique, dont la mise en place supra-crustale, fini-carbonifère, est induite par un couloir de cisaillement dextre orienté NE-SW.

Le site de l'intrusion apparaît ainsi comme une zone locale de basse pression, de type « pull-apart », ménagée dans une zone relais entre deux fractures en échelon (Fig. 9).

Cette orientation rappelle celle des fractures crustales Cambro-Ordovicien inférieur [paléorides volcaniques] qui auraient initié les grands plis précoces [D1] de l'Albigeois (Guérangé-Lozes, 1987 ; Guérangé-Lozes & Burg, 1990).

Il est probable que la croissance du massif, par injections magmatiques successives, a été favorisée par l'ouverture de discontinuités structurales, telles que les plans de clivage régional et les plans d'écaillage (Fig. 2) - sub-parallèles au contact - ces venues magmatiques espacées étant susceptibles de modifier le champs de contraintes régional (Vignerresse *et al.*, 1999).

IV. Conclusions

Les **observations inédites** réalisées au Nord de la carrière **PLO** (Saint-Salvy-de-la-Balme), où un contact entre le monzogranite et la granodiorite bleue est visible, ainsi qu'une étude approfondie des données préexistantes, permettent d'enrichir la connaissance de l'histoire géologique du massif monzo-granodioritique du Sidobre, dont la mise en place marque la limite Pennsylvanien moyen/supérieur [transition Westphalien/Stéphanien].

Les conclusions résultant de ces **nouvelles observations**, bien que localisées et ne concernant qu'un seul contact, peuvent raisonnablement être étendues aux autres faciès magmatiques en ce qu'elles corroborent les déductions issues de la cartographie (**Fig. 3**) établies par P. Isnard (1982) ainsi que des études de fabriques (**Fig. 7**) réalisées par Moisy (1993), Darrozes (1997) et Darrozes *et al.* (1994).

Le massif composite du Sidobre est un laccolithe de faible épaisseur [*ca.* 4 km.] mis en place, à la faveur d'un cisaillement dextre selon une direction NE-SW qui a ménagé, dans la partie supérieure de la croûte, une zone localement en distension.

Les divers faciès qui le constituent témoignent d'une croissance rapide du massif, réalisée par bouffées magmatiques distinctes, répétées, les faciès centraux [granodiorites] s'injectant dans les faciès plus périphériques [monzogranites] encore assez fluides.

La mise en place syntectonique, à faible profondeur [5-10 km.], a probablement été facilitée par l'ouverture

de discontinuités préexistantes [plans de clivage régional et d'écaillage], faiblement inclinées vers le NW, conférant ainsi à ce petit massif son aspect tabulaire.

D'un point de vue pétrogénétique, s'il semble raisonnable d'admettre qu'une injection de matériaux mantelliques basiques – dont témoignent *p.p.* les enclaves microgrenues tonalitiques - à la base de la croûte ait provoqué sa fusion anatectique (Isnard, 1982) ; les processus magmatiques à l'origine des divers faciès constituant ce laccolithe demeurent encore à établir précisément.

Parmi les questions qui restent également en suspens, nous pouvons retenir d'ores et déjà :

En direction de Castres, le massif du Sidobre s'enneie très rapidement sous sa couverture tertiaire [Éocène] : ce massif se prolongerait t'il vers le SW (voir carte **Fig. 5**) ?

Les pulsations magmatiques identifiées, à l'origine de la construction du massif par incréments successifs, sont elles à relier à un éventuel fonctionnement discontinu du couloir de cisaillement dextre NE-SW ?

Y a-t-il une corrélation entre le contexte tectonique / magmatique de ce couloir dextre et celui ayant présidé, au cours du Carbonifère, à l'exhumation de la Zone Axiale proche telle que la conçoivent Franke *et al.* (2010) ; c'est à dire une zone de cisaillement dextre ENE-WSW, d'échelle crustale ?

Remerciements. A Mr Ph. PLO, ainsi qu'aux Établissements PLO de Saint-Salvy-de-la-Balme, pour l'accès à l'exploitation. A MM Ph. Fauré, B. Guibbert et J.-P. Paris, ainsi qu'au Muséum d'Histoire Naturel de Gaillac, pour l'accès à certains documents. A C. Majesté-Menjoulas pour sa relecture critique du manuscrit et à MM. C. Coste, Ph. Fauré et J.-P. Paris pour leurs suggestions.

Références

Acuana-Sorriaux G. (1981) - Le métamorphisme de contact du granite du Sidobre (Tarn). Thèse 3ème cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse. 193 p.

Améglio L., Vignerresse JL., Darrozes J. & Bouchez JL. (1994) - Forme du massif granitique du Sidobre (Montagne Noire, France) : sensibilité de l'inversion des données gravimétriques au contraste de densité. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, 319, série 2 : 1183-1190.

Alabouvette B., Demange M., Guérangé-Lozes J. & Ambert P. (2003) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/250 000), feuille Montpellier (38). *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, (2 vol.). 164 p.

Béziat P. (1973) - Style des déformations et figures d'interférences sur la bordure sud-est du Sidobre (versant nord de la Montagne Noire). *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (série 2), section IV, 3* : 161-183.

- Bonin B. (2004) - Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources ? *Lithos*, 78 : 1-24.
- Borel P. (1649) - Les antiquités, raretés, plantes, minéraux et autres choses considérables de la Ville et Comté de Castres d'Albigeois, *Castres, Arnaud Colomiez*.
- Borrel A. (1978) - Le massif granitique du Sidobre : pétrographie, structure, relations mise en place-cristallisation. Thèse Université de Toulouse. 122 p.
- Brown M. (2013) - Granite : From genesis to emplacement. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 125, n° 7/8 : 1079-1113.
- Cassard D. & Gros Y. (1989) - Étude structurale du gisement filonien de Noailhac-Saint-Salvy (Tarn) Zn (Ag, Ge, Pb, Cd). Rôle des déformations dans la géométrie et la répartition des minéralisations. *Rapport Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 89 SGN 034 GÉO*, inédit. 58 p.
- Cassard D., Chabod JC., Marcoux E., Bourguine B., Castaing C., Gros Y., Kosakevitch A., Moisy M. & Viallefond L. (1993) - Mise en place et origine des minéralisations du gisement filonien de Noailhac-Saint-Salvy Zn, Ge, Ag, (Pb, Cd) Tarn – France. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières, RPI 01 : rapport de synthèse*. 82 p.
- Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L. & Fan J.-X. (2013). The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36 : 199-204.
- Corpel J. (1993) – Étude magnétique de l'extension ouest de la structure de Saint-Salvy (Tarn). *Rapport du Bureau de Recherches Géologiques et Minières R 37137, GPH-SGN-93*, inédit. 20 p.
- Darrozes J. (1997) - Fabriques minérales dans les granites : études multi-échelles. Exemple du pluton du Sidobre (Tarn, France). Thèse Université de Montpellier II – Université de Toulouse III. 200 p.
- Darrozes J., Moisy M., Olivier P., Améglio L. & Bouchez JL. (1994) - Structure magmatique du granite du Sidobre (Tarn, France) : de l'échelle du massif à celle de l'échantillon. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 318, série II : 243-250.
- Doublier MP., Potel S. & Wemmer K. (2006) - Age and grade of metamorphism in the eastern Monts de Lacaune – implications for the collisional accretion in Variscan externalides (French Massif Central). *Geodinamica Acta*. 19/6 : 391-407.
- Demange M. (1998) - Contribution au problème de la formation des dômes de la zone axiale de la Montagne Noire: analyse géométrique des plissements superposés dans les séries sédimentaires de l'enveloppe. Implication pour tout modèle géodynamique. *Géologie de la France*, 4 : 3-56.
- Demange M., Guérangé-Lozes J. & Mouline M. (2014) - Notice explicative et carte. Carte géologique de France (1/50 000), feuille Castres (986), *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*.
- Didier J. & Lameyre J. (1969) - Interprétation du gisement et des enclaves des roches granitiques dans le Massif Central Français. *Comptes-Rendus de Académie des Sciences, Paris*, 268, série D : 1468-1469.
- Dufrénoy A. & Élie de Beaumont L. (1841) - Explication de la Carte géologique de la France. *Tome premier rédigée sous la direction de M. Brochant de Villiers. Impr. Royale, Paris*. 825 p.
- Franke W., Doublier MP., Klama K., Potel S. & Wemmer K. (2010) - Hot metamorphic core complex in a cold foreland. *International Journal of Earth Sciences*. 33 p.
- Gébelin A., Brunel M, Monié P., Faure M. & Arnaud N. (2007) - Transpressional tectonics and Carboniferous magmatism in the Limousin, Massif Central, France. Structural and ⁴⁰Ar/³⁹Ar investigations. *Tectonics*, 26. 27 p.
- Gébelin A., Roger F. & Brunel M. (2009) - Syntectonic crustal melting and high-grade metamorphism in a transpressional regime, Variscan Massif Central, France. *Tectonophysics* 477 : 229–243.
- Gharemanlou B. (1973) - Le granite du Sidobre et son encaissant entre Burlats et Vabre (Tarn) Microtectonique et Pétrologie. Thèse 3ème cycle Université de Toulouse. 72 p.
- Guérangé-Lozes J. (1987) - Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformations. Thèse d'État, *Documents du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 135. 259 p. (+ 7 annexes).
- Guérangé-Lozes J. & Burg JP. (1990) - Les nappes varisques du Sud-Ouest du Massif central (cartes géologique et structurale a 1/250000 Montpellier et Aurillac). *Géologie de la France*, 3-4 : 71-106.
- Isnard P. (1982) - Étude chimique du massif granitique du Sidobre (Tarn). Contribution à la méthodologie d'étude des grands échantillonnages. *Annales de l'École Nationale Supérieure de Géologie de Nancy, Mémoire n° 41*. 419 p.

- Maynadier A. (1935) - Le Sidobre. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-ouest*, 6, 1 : 44-56.
- Miller J.S. (2008) - Évolution de la perméabilité et de la circulation des fluides hydrothermaux dans une zone de cisaillement fragile. Thèse Université de Grenoble. 214 p.
- Petford N., Cruden A. R., Mc Caffrey K.J.W. & Vigneresse J.L. (2000) – Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, 408 : 669-673.
- Tessier B. (1989) - Mise en place, pétrographie, géochimie et minéralogie des granites associés aux skarns minéralisés en tungstène de Fumade (Tarn, France). Thèse 3^{ème} cycle Université Pierre et Marie Curie (Paris VI). 375 p.
- Thiébaud J. & Escande H. (1949) - Un nouveau contact visible du granite du Sidobre et des terrains métamorphiques. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 84 : 159-161.
- Thiébaud J. & Escande H. (1950) - Sur la bordure du Sidobre dans la région de Ferrières. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 85 : 125-130.
- Thiébaud J. & Escande H. (1953) - Observations sur le massif granitique du Sidobre. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 88 : 8-32.
- Vigneresse J.L. (1995) - Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma. *Tectonophysics*, 249 : 187-202.
- Vigneresse J.L. (2004) - A new paradigm for granite generation. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh ; Earth Sciences*, 95 : 11-22.
- Vigneresse J.L., Tikoff B. & Améglio L. (1999) - Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. *Tectonophysics*, 302 : 203–224.
- Vigneresse J.L. & Clémens J.D. (2000) - Granitic magma ascent and emplacement : neither diapirism nor neutral buoyancy. *Geological Society, London, Special Publication*, 174 : 1-19.

soumis le 24 mai 2016

accepté le 14 juin 2016

Publié en ligne (pdf) le 23 juin 2016

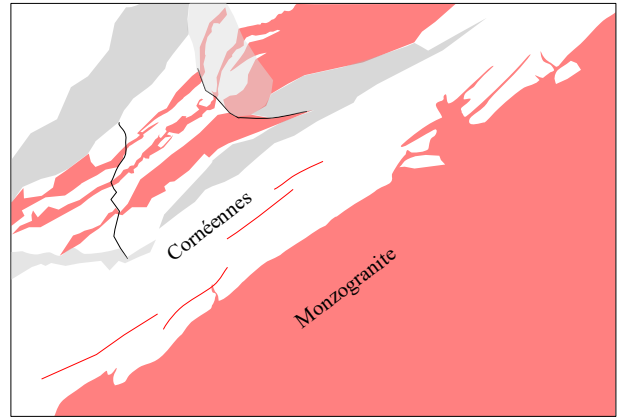
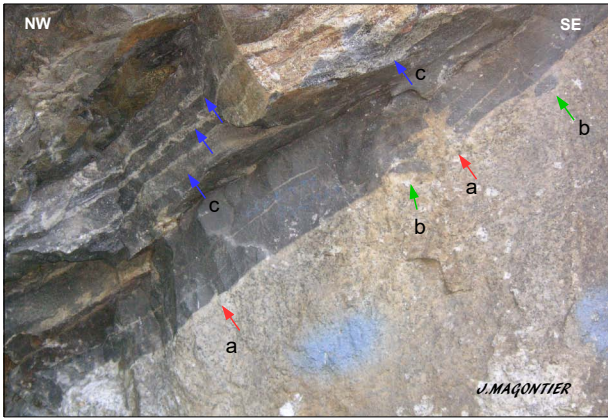
Planche 1

Ph. 1 – Le contact granite-cornéennes avec interprétation. Route de Vabre.

Remarque : dans le monzogranite, le liseré centimétrique, plus clair (bordure figée ?) au contact ; l'intrusion du granite dans les cornéennes (a), selon des plans perpendiculaires au contact, puis en suivant le plan de clivage ; les enclaves de cornéennes dans le monzogranite (b) ; les filonnets centimétriques granitiques/aplitiques, parallèles à ce contact et au plan de clivage, dans les cornéennes (c).

Ph. 2 - Enclave microgrenue sombre. Carrière PLO.

Ph. 3 - Double enclave, granodioritique (flèche 1) et microgrenue sombre (flèches 2). Carrière PLO.



1

2



3



Planche 2

Ph. 4 – Filon microgranitique de Rolland. Route de Vabre.

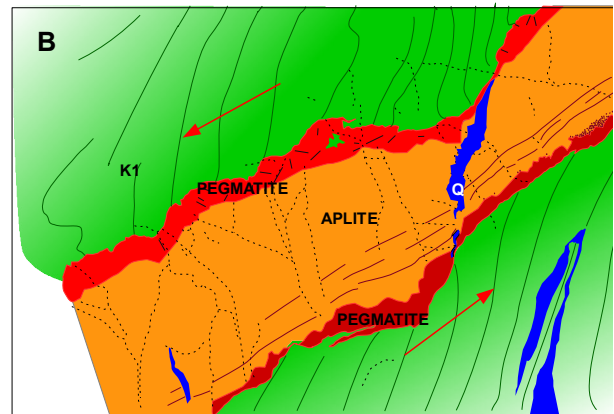
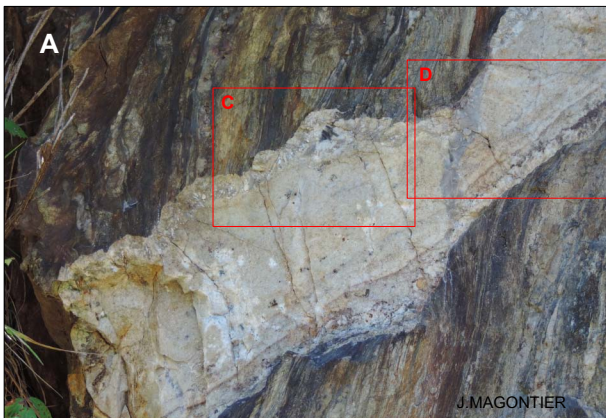
À noter, les nombreuses diaclases verticales (flèche), consécutives au refroidissement, perpendiculaires aux épontes du sill.

Ph. 5 – Filon aplo-pegmatitique (**5A**) avec interprétation (**5B**). Route du Saut de la Truite (les encadrés rouges correspondent aux photos de détail **5C** et **5D**). A noter :

- **5C**, les cristaux plus développés de la bordure pegmatitique supérieure ; la zonation de la partie aplitique inférieure soulignée par des lits de grenats ;
- **5D**, l'étranglement du filon (boudinage), avec fente de tension (quartz, en bleu), lié à son étirement au cours d'un cisaillement senestre (transition ductile-fragile ?).



4



5

