

**Quelques structures remarquables du granite
du Rouet (Tanneron occidental, Var)
caractéristiques de sa mise en place intrusive passive,
puis de sa déformation transpressive tardive.
Leur intérêt géodynamique.**

Gilbert CREVOLA
15, rue Félix Faure, 33600 Pessac
crevola.gilbert@yahoo.com

INTRODUCTION

En Provence cristalline, à l'extrémité occidentale du massif de Tanneron, l'antiforme du Rouet est une structure majeure du socle provençal, caractéristique de sa structuration tardive de type « dôme et cuvette ». Il montre en effet la terminaison périclinale d'une voûte anticlinale granitique commune aux massifs des Maures et du Tanneron, ou axe granitique Plan-de-la-Tour - Rouet. L'antiforme du Rouet associe deux types de granitoïdes intrusifs de natures et d'âges différents : la tonalite de Prignonet, la plus ancienne, et le granite du Rouet qui la recoupe. Les granitoïdes et les formations encaissantes occupent un plateau couvert de forêts, disséqué par l'Endre et ses affluents (fig. 1). Il est dominé au sud par les escarpements imposants de la rhyolite permienne de la Colle du Rouet et recouvert au nord par les assises gréseuses du Trias inférieur.



Fig. 1 : Paysage du granite du Rouet dans le secteur du barrage du Riou de Méaulx. Photo M. Moine.

Lors de la cartographie de la partie sud du granite du Rouet, réalisée dans le cadre des levés de la deuxième édition de la feuille Fréjus-Cannes à 1/50 000 (Crevola, *in* Toutin-Morin *et al.*, 1994), notre attention avait été attirée dans le secteur du Pont de l'Endre - Riou de Claviers (en rouge sur la figure 6) par deux types de structures remarquables :

- le tracé anguleux du contact très franc du granite avec son encaissant tonalitique ou métamorphique, avec développement dans le granite d'une bordure de refroidissement pegmatitique de type stockscheider;
- une lenticulation tectonique pénétrative, expression d'une tectonique en cisaillement tardive.

Ces observations préliminaires, restées inédites, permettaient cependant de distinguer deux étapes dans l'histoire du granite du Rouet : sa mise en place intrusive dans l'antiforme et sa déformation ultérieure. Ce secteur, où se côtoient les deux types de structures, nous était apparu comme un secteur-clé pour la connaissance du granite du Rouet, en raison de son accessibilité, de la qualité et de l'intérêt évident des structures observées.

De nouvelles données structurales et géochronologiques ont été acquises plus récemment, sur l'axe granitique Plan-de-la-Tour – Rouet. Il convenait donc de présenter et de réexaminer maintenant les structures observées localement dans le granite du Rouet, afin d'en saisir la signification et de déterminer comment elles pouvaient être intégrées dans un cadre géodynamique renouvelé. Ainsi elles permettent de caractériser le mode de mise en place du granite du Rouet et montrent l'importance de sa déformation cisailante ultérieure. Par ailleurs, ces structures vont présenter un intérêt plus général car elles apparaissent comme des marqueurs structuraux significatifs de l'évolution géodynamique tardivarisque régionale.

CADRE GEOLOGIQUE

Les massifs cristallins varisques des Maures et de Tanneron, sont séparés par la dépression permienne du Bas-Argens (fig. 2). Le Tanneron occidental et les Maures orientales et centrales présentent une structuration analogue. Ainsi Bordet (1948, 1961) avait établi l'identité d'un certain nombre de structures et de formations tardivarisques des deux massifs : antiforme de Plan-de-la-Tour (Maures) et du Rouet (Tanneron), granite de Plan-de-la-Tour (Maures) et du Rouet (Tanneron), Houiller de Plan-de-la-Tour (Maures) et de Pennafort (Tanneron), accidents de Grimaud (Maures) et de Joyeuse (Tanneron), tonalites de Reverdi (Maures) et de Prignonet (Tanneron). L'équivalence des formations métamorphiques des deux massifs a été établie ultérieurement (Crevola et Pupin, 1994; Crevola *in* Toutin-Morin *et al.*, 1994).

Le socle provençal présente une structuration tardive en grandes structures antiformelles et synformelles ou « dômes et cuvettes » (Crevola et Pupin, 1994). Ces structures sont l'expression à l'échelle mégamétrique d'une phase tectonique tardive très pénétrative, ou phase 3, postfoliale et tardi à postmétamorphique qui replisse les structures isoclinales antérieures des phases 1

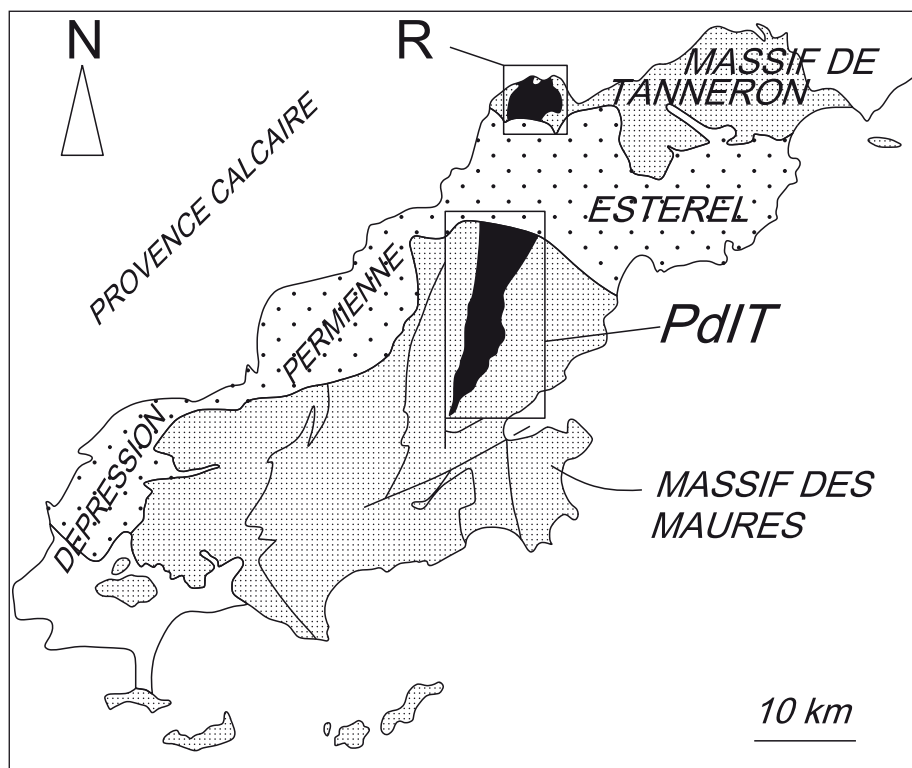


Fig. 2 : Carte schématique de la Provence cristalline.
PdIT : granite de Plan-de-la-Tour. R : antiforme et granite du Rouet.

et 2. Dans le massif de Tanneron on a d'est en ouest la succession suivante de structures : antiforme de Cannes, synnforme du Reyran et antiforme du Rouet, cette dernière étant la mieux exprimée.

L'antiforme décakilométrique, ou dôme du Rouet (Crevola et Pupin, 1994), est remarquable par la disposition cartographique des corps de tonalites foliées et des formations gneissiques qui soulignent sa terminaison péricleinale. De même les pendages de la foliation des formations métamorphiques et de la tonalite sont centrifuges. L'antiforme est limitée par les accidents normaux de Fontcounille à l'est et de Joyeuse à l'ouest qui abaissent ses bordures tout en présentant un jeu décrochant (fig. 3). Son cœur est occupé par le granite à biotite et cordiérite du Rouet (fig. 4) et par la tonalite de Prignonet, à biotite et hornblende (fig. 5), plus ancienne, ployée dans l'antiforme.

Les granites de Plan-de-la-Tour et du Rouet sont considérés par tous les auteurs comme faisant partie d'un même complexe granitique mis en place dans la voûte de l'antiforme Plan-de-la-Tour - Rouet et dont la partie médiane effondrée est à rechercher au niveau de la dépression permienne. Ce sont deux granites alumineux à biotite et cordiérite, omniprésente dans celui du Rouet, présente localement dans celui de Plan-de-la-Tour, sur sa bordure est et à son extrémité sud.

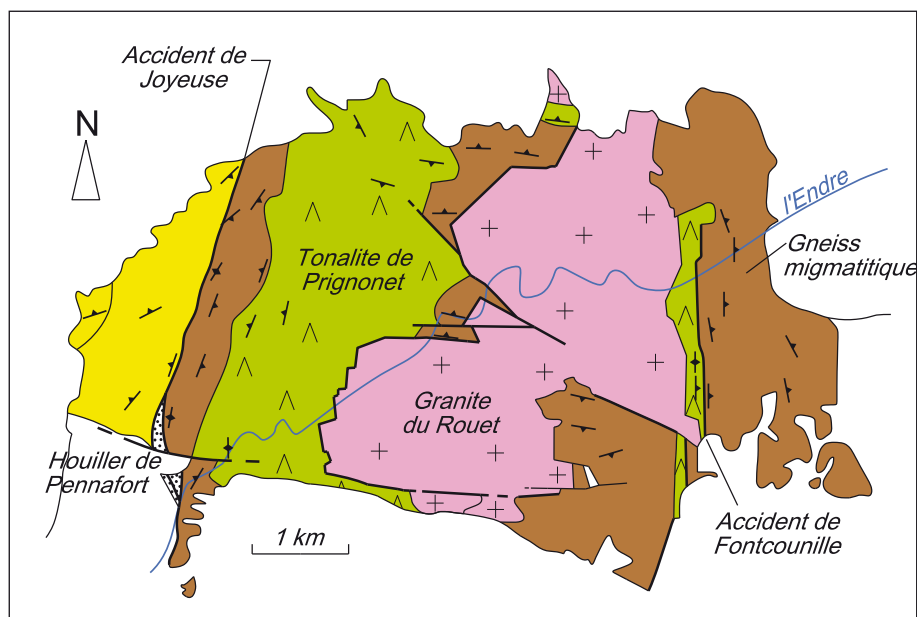


Fig 3 : Carte schématique de l'antiforme du Rouet, d'après Toutin-Morin *et al.* (1994); Onézime *et al.* (1999); Rolland *et al.* (2009).



Fig. 4 : Echantillon de granite porphyroïde à biotite et cordiérite (en vert sombre) du Rouet.
Photo Maurice Moine.



Fig. 5 : Echantillon de tonalite de Prignonet à grain fin, à biotite et hornblende.
Photo Maurice Moine.

Les grandes traits de la stucture du Tanneron occidental nous sont connus par les travaux de Bordet (1961); Boucarut (1963); Orsini (1968) ; Crevola *in* Toutin-Morin *et al.* (1994); Onézime *et al.* (1999); Demoux *et al.* (2008); Rolland *et al.* (2009). Dans cet article nous nous limitons à la présentation de stuctures observées sur le terrain en envisageant cependant quel serait leur apport à une meilleure connaissance de l'histoire du granite du Rouet et de son contexte. Nous ne discuterons pas des divers modèle géodynamiques essentiellement basés sur des données géochronologiques, proposés récemment pour l'histoire tardive du socle provençal (Demoux *et al.*, 2008; Rolland *et al.*, 2009; Corsini *et al.*, 2010).

LES STRUCTURES CARACTERISTIQUES D'UNE MISE EN PLACE MAGMATIQUE PASSIVE

Le problème « de la place » pour les granites

Ce problème classique, ou « *room problem* » des auteurs de langue anglaise, consiste à déterminer comment un granite intrusif trouve sa place au sein des terrains encaissants. Si l'on exclut la formation *in situ* du granite au sein des terrains encaissants par métasomatose, hypothèse en vogue jusque dans les années 50, la mise en place des granites intrusifs dans leur encaissant peut s'effectuer suivant deux modalités principales (Lameyre, 1980) :

- la mise en place **active ou en force**. Dans ce cas le granite s'injecte dans son encaissant plastique qu'il refoule et déforme par gonflement; ce sont les classiques diapirs granitiques;
- la mise en place **passive ou permissive**. Dans ce cas le granite remplit une cavité préalablement ménagée dans un encaissant plus superficiel devenu cassant, par le jeu de failles et de la subsidence souterraine de bloc crustaux.

Le contact du granite du Rouet avec son encaissant tonalitique ou métamorphique

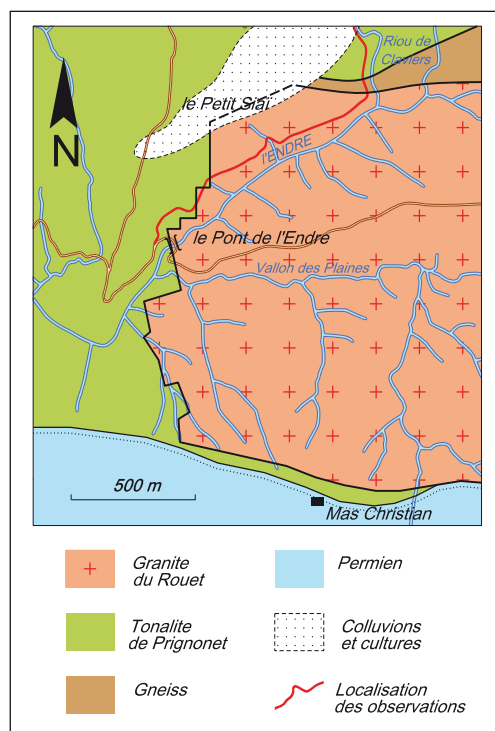


Fig. 6 : Localisation du secteur étudié à la bordure occidentale du granite du Rouet, à proximité du Pont de l'Endre. Levers de l'auteur.

Nos observations du contact du granite du Rouet avec son encaissant avaient été effectuées sur deux portions du chemin dominant l'Endre, qui mène du pont du chemin forestier au Riou de Clavières (en rouge, sur la figure 6) :

- d'une part, au départ du chemin, dans une portion N-S où le granite du Rouet est en contact avec la tonalite;
- d'autre part, à 1 km plus à l'est, en amont du confluent avec le Riou de Clavières, où le granite est en contact avec les gneiss migmatitiques de la Villa Bonnefoy.

A partir du pont sur l'Endre, le contact du granite avec la tonalite encaissante peut être suivi vers le nord sur environ 500 m, mais au-delà, sur le plateau du Petit Siaï, il est masqué par des colluvions et des cultures (fig. 6).

Il présente une suite de segments d'une cinquantaine de mètres de long à pendage redressé, voire vertical, alternativement de direction sensiblement N-S et sensiblement E-W, le tout dessinant en carte un motif « en marches d'escalier ». Sur le chemin, plus au nord, au niveau du Riou de Claviers, le contact rectiligne du granite avec les gneiss de la villa Bonnefoy est de direction sensiblement E-W.

Ce contact se prolonge au sud de l'Endre jusqu'au Permien du Mas Christian, en montrant également une suite de segments de directions subperpendiculaires avec des rentrants. Mais cette portion du contact n'avait pas été étudiée en détail en raison de difficultés d'accès.

Le point important, mis en évidence par cette étude, est que les divers segments du contact ne correspondent pas ici à des failles qui auraient recoupé le granite, comme pourrait le laisser penser leur disposition cartographique, mais à des contacts magmatiques comme en attestent des variations rapides de texture du granite au niveau du contact.

Ainsi, à partir du contact, on observera successivement (fig. 7) la bordure pegmatitique à stockscheiders de largeur pluricentimétrique, puis une zone de quelques décimètres contenant des gros cristaux de feldspath potassique et des quartz globuleux sans disposition particulière, avant de passer au granite porphyroïde normal à petits feldspaths. Les stockscheiders (« limite de l'amas » en allemand) sont des bordures pegmatitiques qui se développent au contact de l'encaissant (encaissant « vrai » ou intrusion antérieure), d'une intrusion de granite, généralement de petite taille. Ils consistent en des cristaux de feldspath potassique longs de plusieurs centimètres, développés perpendiculairement au contact, parfois de façon branchue.



Fig. 7 : Contact du granite du Rouet avec son encaissant gneissique, avec développement d'une bordure à stockscheiders, à proximité du Riou de Claviers.

- individualisation des fluides par refroidissement du magma contre une paroi froide qui vont faciliter la cristallisation de pegmatites
- contraction du magma en cours de refroidissement, suivant des fractures perpendiculaires au contact qui vont guider la croissance des cristaux.

A : granite de Rosses (Irlande); **B** : granite de Santa Rosa, (Pérou); **C** : granite de Sitarah (Arabie Saoudite).

Granite de Plan-de-la-Tour	329 ± 3 Ma. U-Th-Pb sur monazite, Oliot <i>et al.</i> (2015). 324 ± 5 Ma. U-Pb sur zircon, Moussavou (1998).
Granite du Rouet	301,8 ± 3,6 Ma. U-Pb sur monazite, Demoux <i>et al.</i> (2008).

L'âge de $301,8 \pm 3,6$ Ma obtenu pour le granite du Rouet (Demoux *et al.*, 2008) n'est pas en accord avec l'âge d'environ 325 Ma du granite de Plan-de-la-Tour

qui avait été obtenu par Moussavou (1998). Compte-tenu de l'unité supposée du complexe Plan-de-la-Tour - Rouet, il avait été suggéré par Demoux *et al.* (2008), que l'âge réel du granite de Plan-de-la-Tour soit en réalité plus jeune, les mesures ayant pu être faussées par la présence de cœurs hérités dans les zircons. Une nouvelle datation du granite de Plan-de-la-Tour par une méthode différente (Oliot *et al.*, 2015) confirme l'âge obtenu par Moussavou. Inversement, ces derniers auteurs se posent maintenant le problème de la signification de l'âge obtenu sur le granite du Rouet. En admettant toujours que les deux granites appartiennent au même complexe, ils suggèrent un rajeunissement par des fluides hydrothermaux.

La presqu'île de St-Tropez se situe à l'est de l'accident de Grimaud, donc dans une position analogue à celle du secteur du Rouet par rapport à l'accident de Joyeuse. Des datations récentes par la méthodes U-Pb sur zircon et monazite (Duchesne *et al.*, 2013) ont fourni des âges à 301 Ma pour la mise en place du granite à cordiérite de Moulin Blanc et d'environ 300 Ma pour le granite de Camarat, qui présente des contacts francs avec l'encaissant. Ce granite avait déjà été daté à 298 ± 8 Ma par la méthode Rb/Sr (Amenzou, 1988). Ces auteurs soulignent par ailleurs la contemporanéité des granites de la presqu'île, avec le granite du Rouet, et les filons de pegmatites des rochers de Cannes-la-Bocca datés à 297 ± 5 Ma (Demoux *et al.*, 2008). Ces granites témoigneraient d'une phase tardive de fusion crustale aux alentours de 300 Ma. Ces corrélations confortent la possibilité d'un âge à environ 302 Ma pour la mise en place du granite du Rouet.

Le temps nécessaire à la mise en place d'un massif de granite est évalué à moins d'un million d'années. Si on se réfère à des complexes granitiques à intrusions multiples bien étudiés comme celui du Donegal (Irlande), du South Mountain Batholith (N^{le} Ecosse, Canada), ou de la péninsule Rallier du Baty aux îles Kerguelen, des durées de moins de 15 Ma paraissent suffisantes pour la mise en place des diverses intrusions (Pitcher, 1993; Lameyre, 1980). Pour l'axe Plan-de-la -Tour – Rouet une différence de plus de 20 millions d'années paraît difficilement compatible avec l'appartenance de ces deux granites à un même complexe granitique. Les âges de 325 et de 302 Ma correspondraient mieux à l'image d'intrusions mises en place à des moments différents, dans des niveaux différents, d'une croûte à des stades d'exhumation différents. Il faut donc alors considérer que le granite du Rouet ne fait pas partie du même batholite que celui de Plan-de-la-Tour, mais qu'il est une entité tardive distincte, mise en place dans une croûte devenue cassante.

Discussion, perspectives d'études

Les contacts observés dans la partie occidentale du granite du Rouet sur quelques centaines de mètres, sont tout à fait caractéristiques d'une mise en place passive, caractère qui peut raisonnablement être étendu à l'ensemble du granite.

Les contacts du granite du Rouet à l'affleurement, mais également à l'échelle cartographique sur les feuilles Fréjus-Cannes et Fayence, apparaissent limités

par de nombreuses failles de diverses directions. Bien que la cartographie de l'antiforme du Rouet, maintes fois étudiée, paraisse de bonne qualité, il conviendra de réexaminer l'ensemble des contacts, en s'appuyant sur les critères définis plus haut. On pourra ainsi distinguer les failles qui ont guidé la mise en place du granite de celles qui l'ont recoupé ultérieurement, avec pour objectif la définition de la géométrie de la cavité ménagée par effondrement, et éventuellement les modalités de la subsidence souterraine.

D'un point de vue géodynamique, indépendamment de son âge radiométrique, la mise en place du granite du Rouet dans une croûte en voie de refroidissement devenue cassante, fixe un repère temporel relatif pour cette phase de l'exhumation du socle provençal. L'âge d'environ 302 Ma paraît confirmé par l'âge d'autres granites du socle provençal. Cet âge serait en bon accord avec les données structurales. Dans ce cas il fournit un repère temporel définitif pour l'exhumation de la croûte.

LES STRUCTURES CARACTERISTIQUES D'UNE DEFORMATION TRANSPRESSIVE TARDIVE

Description des structures

Ces structures ont été observées en continu sur plus d'1 km, à la bordure occidentale du granite du Rouet, dans le talus du chemin qui domine l'Endre (fig. 6). Cette structuration, que l'on peut qualifier dans un premier temps de « lenticulation tectonique » (Caire, 1973; Mercier *et al.*, 2011), est pénétrative de l'échelle de l'affleurement à l'échelle décimétrique. Diverses observations préliminaires sont en faveur de sa généralité :

- le versant en rive gauche de l'Endre, qui fait face au chemin apparaît structuré sur toute sa hauteur, soit sur environ 70 m, en grandes lames d'épaisseur métrique à plurimétrique inclinées vers l'ouest ;
- des structures lenticulaires sont visibles sur les chemins aux abords du barrage du Lac du Riou de Méaulx à 2 km plus à l'est.

Les affleurements présentent un empilement de lames rocheuses d'épaisseur décimétrique à métrique, subhorizontales à inclinées de 20 à 30° vers l'ouest, limitées par des plans subparallèles. Sur ces plans s'appuient des lentilles imbriquées (fig. 9) réalisant un système dit en « *horse and duplex* » dans la littérature anglaise (Laney et Gates, 1996). Observées en section, elles sont le plus souvent sigmoïdes (fig. 10 et 13) ou amygdalaires (fig. 11), ou parfois rectangulaires en dominos (fig. 12). Ces dispositifs témoignent d'un cisaillement inverse dextre, s'effectuant vers l'est sur des plans de cisaillement qui limitent les divers étages, débités en structures lenticulaires. Cette structuration affecte non seulement le granite, mais aussi son encaissant tonalitique. Cependant, c'est dans le granite qu'elle est le mieux exprimée, peut-être pour une raison de lithologie et de degré d'altération (fig. 14). Cette structuration peut être interprétée comme une structure en fleur (Mercier *et al.*, 2011; Sylvester, 1988) ou comme sa partie orientale, réalisée lors d'une déformation transpressive, due au jeu tardif de l'accident de Joyeuse (fig. 15 et 16).



Fig. 9 : Lenticulations tectoniques étagées, avec sens de cisaillement dans le granite du Rouet.
Chemin de l'Endre. Photo de l'auteur.



Fig. 10 : Détail de la figure précédente; lenticulation en sigmoïdes. Chemin de l'Endre. Photo de l'auteur.



Fig. 11: Lenticulation en amygdales dans le granite du Rouet. Chemin de l'Endre. Photo de l'auteur.



Fig. 12 : Structure en dominos dans le granite du Rouet. Chemin de l'Endre. Photo de l'auteur.



Fig. 13 : Lenticulation en sigmoïdes dans le granite du Rouet. Chemin de l'Endre. Photo de l'auteur.



Fig. 14 : Lenticulation tectonique dans la tonalite de Prignonet. Chemin de l'Endre. Photo de l'auteur.

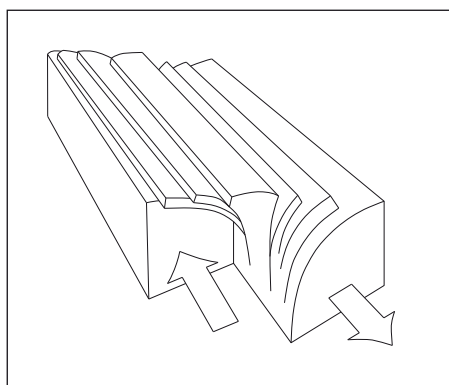


Fig. 15 : Modèle d'une structure en fleur, (Sylvester, 1988).

Une revue de la littérature sur les structures en cisaillement montre que notre cas est exemplaire par la qualité des structures et par leur développement important sur 1 km (et vraisemblablement plus).

Discussion et perspectives d'études

Ces structures sont observées dans un plan E-W à SW- NE (plan du talus du chemin). Une étude plus complète en trois dimensions au niveau des affleurements permet-

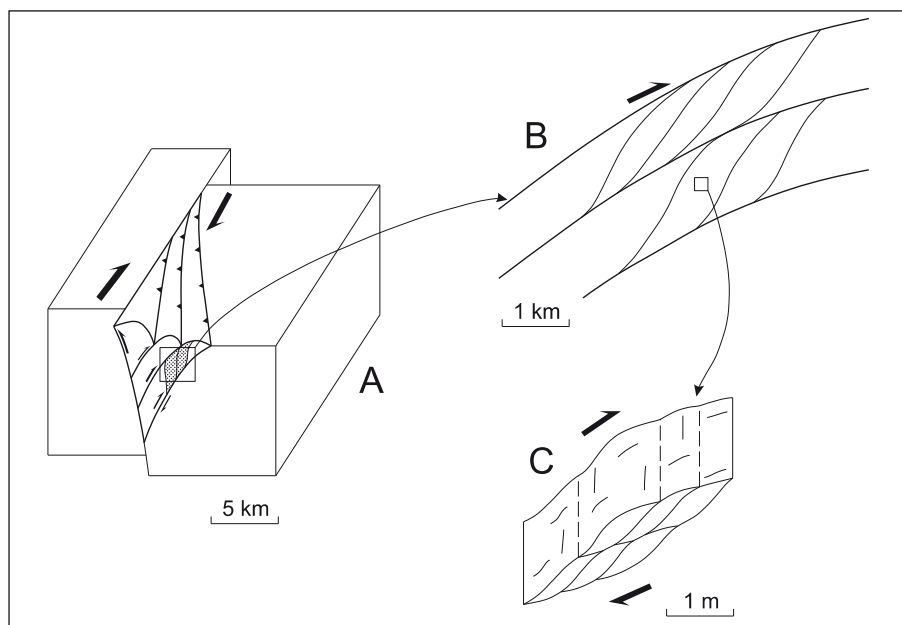


Fig. 16 : Modèle d'intégration de lenticulations tectoniques à diverses échelles, dans une structure en fleur, (communication J. Onézime).

trait de mieux caractériser ces objets tectoniques remarquables, voire spectaculaires, et notamment, par l'observation des stries de friction, de déterminer le sens de cisaillement. Là encore, malgré l'existence d'une bonne cartographie, il conviendrait également d'étendre ces observations de la déformation transpressive à l'ensemble de l'antiforme du Rouet. Cela permettrait d'une part, de connaître son expression dans les autres lithologies (faciès fin du granite du Rouet, gneiss migmatitiques de la Villa Bonnefoy), d'autre part, de rechercher son éventuel amortissement vers l'est ainsi que son enracinement à l'ouest, au niveau de l'accident de Joyeuse et du Houiller de Pennafort (fig. 3).

**Un autre cas de déformation transpressive spectaculaire :
la bordure occidentale du Houiller de Plan-de-La-Tour**

Il faut rapprocher la structuration transpressive du granite du Rouet de celle de la bordure occidentale du Houiller dans les Maures. Les deux surviennent à la fin de l'évolution varisque et apparaissent contemporaines. Le bassin de Plan-de-la-Tour a fait l'objet d'une étude d'ensemble assez récente (Rousset, 2000). L'âge du dépôt du Houiller est évalué à la limite du Westphalien et du Stéphanien (environ 305 Ma) par de nouvelles découvertes paléontologiques. Le Houiller ne présente pas une structure en synclinal peu profond, comme c'était classiquement admis, mais il est structuré en grandes écailles redressées, d'un à plusieurs milliers de mètres de hauteur, poussées vers l'ouest (fig.17).

Al'ouest, la bordure du Houiller est chevauchante sur son substratum mica-schisteux de l'unité de Bormes. On observe fréquemment un écaillage vers l'ouest, en lames plurimétriques, qui reprennent le substratum micashis-

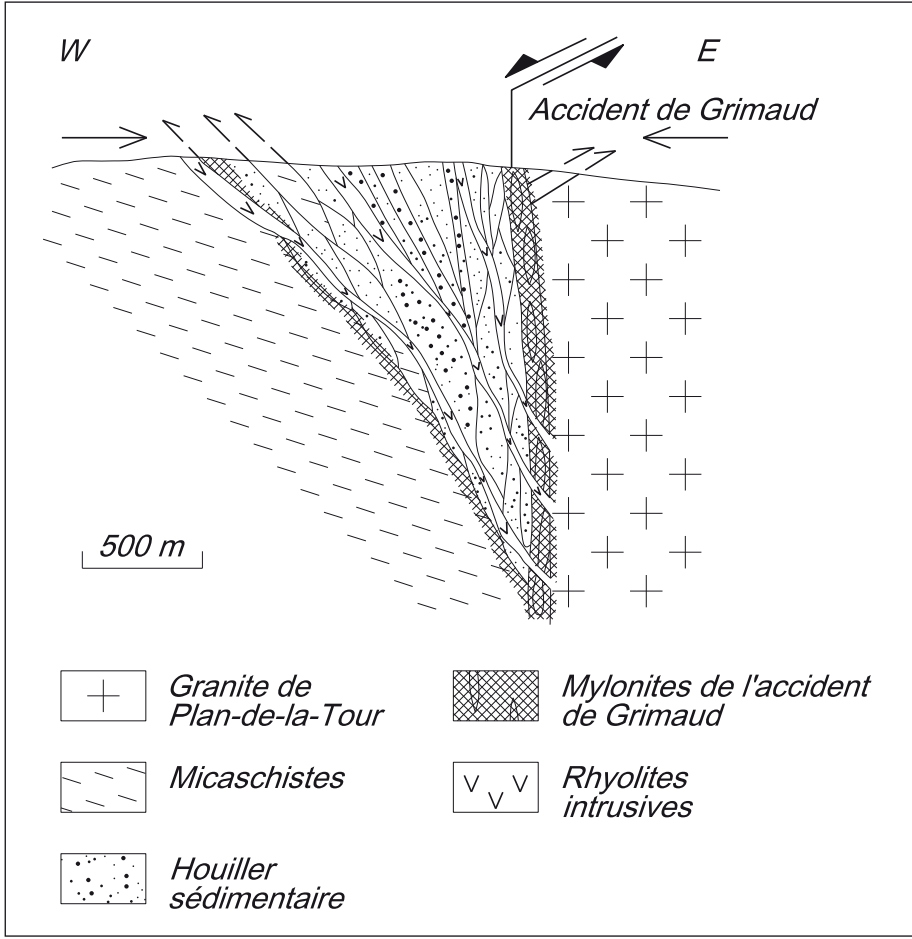


Fig. 17 : Modèle pour la structuration du Houiller de Plan-de-la-Tour, (d'après Rousset, 2000).

teux et des écailles de celui-ci incorporées dans le Houiller. Dans l'axe du bassin, le Houiller est structuré en amandes de cisaillement métriques, d'allongement subméridien, avec stries subhorizontales, contenant des galets cisailés. Tous ces éléments montrent que le Houiller a subi un serrage intense lors d'un mouvement transpressif, apparemment sénestre, donnant une structure de type fleur disposée symétriquement par rapport à la structuration en fleur du granite du Rouet (Rousset, 2000).

D'autres indices de déformation transpressive dans les Maures

Dans l'extrême nord du massif des Maures, au niveau de la vallée de l'Argens, au lieu-dit « le Couloubrier », la bordure du granite de Plan-de-la-Tour, contre l'accident de Grimaud montre des indices de déformation cisailante. On observe dans quelques affleurements un débit en lames, d'épaisseur décimétrique, à pendage de 20 à 40° vers l'ouest, avec parfois étirement des cristaux de quartz du granite. Moins nettes et plus rares que celles décrites dans le granite du Rouet, elles se présentent de manière analogue et soulignent une déformation transpressive (fig. 17). Par ailleurs, à l'échelle microscopique, l'étude de cette déformation par l'orientation des axes du quartz a montré l'existence de cisaillements dextres tardifs (Onézime *et al.*, 1999).

Le cadre tectonique local tardivarisque

Dans le Tanneron occidental, comme dans les Maures centrales, des structures en fleur sont liées au fonctionnement de l'accident de Grimaud-Joyeuse. Ces déformations, apparemment synchrones, sont postérieures au dépôt du Houiller, soit à environ 305 Ma, et à la mise en place du granite du Rouet à environ 302 Ma.

On manque de critères locaux pour fixer une limite d'âge supérieure pour ces déformations. Elles pourraient se situer à l'extrême fin du Carbonifère. On peut aussi retenir que des déformations compressives importantes affectent la plupart des bassins houillers français et européens, comme par exemple celui d'Alès ou de St-Etienne, au Permien (phase alleghanienne ou saalienne). Par analogie, on peut ainsi considérer que la phase compressive du Houiller serait d'âge Permien inférieur, c'est-à-dire Autunien, qui n'est pas représenté dans la dépression permienne. Des datations des manifestations volcaniques (rhyolites, dolérites) qui recoupent le Houiller (fig. 17) pourraient permettre d'étayer la chronologie locale.

CONCLUSION

Le renouveau des travaux, tant structuraux que géochronologiques, sur l'axe granitique Plan-de-la-Tour – Rouet, ont conduit à réexaminer de remarquables structures anciennement observées dans le granite du Rouet et à rechercher leur signification structurale locale, comme géodynamique plus générale. C'était là aussi une opportunité pour leur présentation longtemps différée.

Les contacts du granite avec son encaissant montrent des structures particulières : ils présentent d'une part, en plan, une allure en marches d'escalier et d'autre part, montrent des bordures de refroidissement à stockscheiders, indiquant une mise en place passive dans une caisse magmatique ménagée par le jeu de failles. Ce mécanisme d'intrusion signifie que le granite du Rouet se met en place à un niveau crustal devenu cassant, qui témoigne des derniers stades de l'exhumation tardiorogénique du socle provençal. L'âge du granite du Rouet à environ 302 Ma, qui est aussi celui d'autres granites du socle provençal, est en accord avec ces données structurales, ce qui constitue un jalon, tant mécanique que chronologique, pour l'exhumation du socle provençal. Par ailleurs, ces données conduisent à considérer que le granite du Rouet serait déconnecté du granite de Plan-de-la-Tour, plus ancien.

Le deuxième type de structures, plus tardives, correspond à une lenticulation tectonique pénétrative, magnifiquement exprimée. Elle est caractéristique d'une déformation transpressive tardive. Ces structures peuvent s'insérer dans une structure en fleur, déterminée par un mouvement cisailant vers l'est, que l'on doit relier au jeu décrochant de l'accident de Joyeuse. Une structuration de même type, qui affecte le Houiller des Maures, en serait complémentaire. Ces diverses structures témoignent d'un jeu global décrochant tardif de l'accident de Grimaud – Joyeuse, à la limite Carbonifère - Permien, ou mieux au Permien inférieur (phase saaliennne).

Au niveau du granite du Rouet et de son contexte, plusieurs voies de recherche sont ouvertes. On peut considérer que, si la cartographie disponible est de bonne qualité, il faut s'attacher maintenant à recenser des deux types de structures étudiées. Par leur position dans l'édifice, on pourra obtenir une l'image de l'intrusion initiale dégagée des failles tardives et observer le développement de la structuration transpressive vers l'est.

Enfin d'un point de vue géodynamique, si des précisions sur l'âge du granite du Rouet, comme de divers autres granites, sont à attendre, les structurations décrites sont des points d'ancrage issus de la « vérité du terrain » pour l'étude de l'exhumation tardiorogénique et de déformations ultérieures en contexte décrochant.

Remerciements

Je tiens à remercier Gilles Lerouge (IGAL), Jérôme Onézime (U. Bordeaux III), Claudia Rousset (IGAL) et Marc Sosson (U. Nice-Sophia Antipolis) pour les échanges de vues constructifs sur la géologie « mauresque » et « tanneronnesque ».

Je tiens également à remercier mon fils Laurent pour l'exécution des figures, ainsi que Maurice Moine (geologierandonneurs.fr) pour m'avoir permis d'utiliser certaines de ses photographies.

Bibliographie

AMENZOU M. (1988) - Les granitoïdes hercyniens du massif des Maures (Var, France). Etude géologique et minéralogique. Implications génétiques. *Thèse Univ. de Nice*, 280 p.

BORDET P. (1948) - Rapports entre le massif cristallin des Maures et celui de Tanneron. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 106-107.

BORDET P. (1961) - Sur la géologie du massif de Tanneron (Var et Alpes-Maritimes). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 252, pp. 913-915.

BOUCARUT M. (1963) - Etude tectonique du Tanneron occidental (Var). *DES Marseille*. 90 p.

CAIREA. (1973) - La lenticulation tectonique. Exemples jurassiens. *Annales scientifiques de l'Université de Besançon, Géologie*, 3ème série, 18, pp. 299-312.

CORSINI M., BOSSE V., FERAUD D., DEMOUX A., CREVOLA G. (2010) - Exhumation process during post-collisional stage in the variscan belt revealed by detailed Ar/Ar study (Tanneron Massif, SE France). *Int. J. Earth Sci.*, 99, pp. 327-341.

CREVOLA G. & PUPIN J.P. (1994) - Crystalline Provence : Structure and Variscan Evolution. In Pre-Mesozoic Geology in France and related Areas, *Springer Verlag edit.*, pp. 426-441.

DEMOUX A., SCHARER U., CORSINI M. (2008) - Variscan evolution of the Tanneron massif, SE France, examined through U-Pb monazite ages. *J. of the Geological Society, London*, 165, pp. 467-478.

DUCHESNE J.C., LIEGEOIS J.P., BOLLE O., VAN DER AUWERA J., BRUGUIER O., MATUKOV D.I., SERGEEV S.A. (2013) - The fast evolution of a crustal hot zone at the end of a transpressionnal regime : The Saint-Tropez peninsula granites and related dykes (Maures Massif, SE France). *Lithos*, 162-163, pp. 195-220.

LAMEYRE J. (1980) - Les magmas granitiques : leurs comportements, leurs associations et leurs sources. *Mémoire H.S. n° 10, Soc. géol. Fr.*, pp. 51-62.

LANEY S.E. & GATES A.E. (1996) - Three-dimensional shuffling of horses in a strike-slip duplex : an example from the Lambertville sill, New Jersey. *Tectonophysics*, 258, pp. 53-70.

MERCIER J., VERGELY P., MISSERANDY. (2011) - Tectonique. *Dunod édit.* 232 p.

MOUSSAVOU M. (1998) - Contribution à l'histoire thermo-tectonique varisque du massif des Maures par la typologie du zircon et la géochronologie U/Pb sur minéraux accessoires. *Thèse Montpellier*, 187 p.

OLIOT E., MELLETON J., SCHNEIDER J., CORSINI M., GARDIEN V., ROLLAND Y. (2015) - Variscan crustal thickening in the Maures-Tanneron massif (South Variscan belt, France) : new in situ monazite U-Th-Pb chemical dating of high-grade rocks. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 186, pp. 145-169.

ONEZIME J., FAURE M., CREVOLA G. (1999) - Etude pétrostructurale du complexe granitique Rouet – Plan-de-la-Tour (Massif des Maures et du Tanneron occidental, Var). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 328, pp. 773-779.

ORSINI J.B. (1968) - Etude pétrographique et structurale du massif de Tanneron (Var). Parties occidentales et centrales. *Thèse Grenoble*, 109 p.

ROLLAND Y., CORSINI M., DEMOUX A. (2009) - Metamorphic and structural evolution of the Maures-Tanneron massif (SE Variscan chain) : evidence of doming along a transpressional margin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 180, pp. 217-230.

PITCHER W.S. (1993) - The nature and origin of granite. *Blackie, London*, 322 p.

ROUSSET C. (2000) – Le lambeau préservé de la paléovallée carbonifère de Plan-de-la-Tour (massif des Maures, Var, France). *Mémoire IGAL*, 127 p.

SYLVESTER A.G. (1988) - Strike-slip faults. *Geol. Soc. of America Bull.*, 100, pp. 1666-1703.

TOUTIN-MORIN N., BONIJOLY D., BROCARD C., CREVOLA G., GIRAUD J.D., DARDEAU G., BULARD P.F., DUBAR M., MEINESZ A. (1994) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 1024 : Fréjus-Cannes.- 2^e édition.- Orléans : BRGM.- 1 file en coul., et notice explicative par TOUTIN-MORIN N. *et al.* (1994), 187 p.