

Influence des paléo-structures pyrénéo-provençales sur l'amortissement de la déformation miocène à actuelle des Alpes du Sud

Jocelyn BALANSA

Mémoire de stage

Sous la direction de N. Espurt et J-C. Hippolyte

En collaboration avec S. Caritg (BRGM)

RESUME

Si les paramètres contrôlant les mécanismes de déformation sont de mieux en mieux contraints, ce n'est toujours pas le cas du couplage entre socle et couverture. Les travaux de ces dernières années ont prouvé que le style de déformation en *thick-skin* avait été largement sous-estimé, et que l'influence du raccourcissement du socle était importante sur la quantité de raccourcissement mais aussi sur les mécanismes de propagation et d'accommodation de la déformation. Or, la déformation est contrôlée dans le socle par la structuration de ce dernier, structuration héritée des évènements antérieurs.

Partant de ces principes, nous avons réalisé une coupe équilibrée de la Provence (SE de la France), du bassin de l'Arc jusqu'à l'unité de Barles. Une restauration séquentielle a été effectuée, afin de remonter à la structuration initiale et de caractériser le rôle de l'héritage structural. Elle a aussi permis de différencier la part respective de la compression pyrénéenne et de la compression alpine. Il apparaît que la déformation en Basse-Provence septentrionale, dite domaine Pyrénéo-Provençal, du fait de la présence d'importants niveaux évaporitiques, est quasi-totalement découplée entre le socle et la couverture et a lieu principalement durant la phase pyrénéenne. A l'inverse, la déformation de la zone du bassin de Valensole se produit principalement à l'alpin, bien que réactivant des structures initiées au pyrénéen. Le raccourcissement total est de 14,1 km dans la zone étudiée, dont 3,9 km issus de la phase alpine.

Le faible raccourcissement du plateau de Valensole est hérité de son histoire structurale : en position haute au Trias, les évaporites n'ont pas pu se déposer en quantité. L'absence de niveau de décollement dans la couverture, et une structure crustale globalement cohésive a servi de bouclier structural et inhibé le raccourcissement alpin en Basse-Provence septentrionale, imposant une accommodation de la déformation latéralement dans et le long des Arcs Nord-Provençal et de Digne-Castellane.

Table des matières

1. INTRODUCTION.....	5
2. CONTEXTE GÉOLOGIQUE.....	10
2.1. Cadre général.....	10
2.2. Synthèse tectonique.....	10
2.3. Synthèse sédimentologique.....	12
2.3.1. Vue générale.....	12
2.3.2. Formation de Valensole.....	13
3. MÉTHODOLOGIE.....	14
4. RÉSULTATS.....	15
4.1. Structure générale.....	15
4.2. Le domaine sud-provençal.....	16
4.3. Bassin de Valensole-Zone de Barles.....	18
4.4. Chronologie des déformations.....	21
4.5. Restauration séquentielle et estimation des raccourcissements pyrénéo-provençal et alpin.....	22
5. EVOLUTION TECTONIQUE ET STRUCTURATION DE L'AVANT-PAYS PYRENEO-ALPIN DE PROVENCE.....	24
5.1. Extensions anté-pyrénéennes.....	24
5.2. Compression pyrénéenne.....	24
5.3. Phase extensive liguro-piémontaise.....	25
5.4. Phase alpine.....	26
6. DISCUSSION.....	27
6.1. Une contrainte du socle incertaine.....	27
6.2. Style et distribution de la déformation pyrénéenne.....	27
6.3. Chronologie de la mise en place de la nappe de Digne et structure en profondeur.....	27
6.4. Préservation du bassin de Valensole et de la Basse-Provence septentrionale.....	28
6.5. Tectonique active.....	29
7. CONCLUSION.....	30
8. BIBLIOGRAPHIE.....	31

Table des Figures

Figure 1 - Vue conceptuelle des styles tectoniques dans les avant-pays orogéniques.....	5
Figure 2 - Modèle d'inversion où des structures extensives (syn-rift) sont reprises en compression.....	5
Figure 3 – Exemples de structures salifères dans les marges passives.....	6
Figure 4 - Carte structurale synthétique de la Provence.....	8
Figure 5 – Coupes du plateau de Valensole (même échelle) mettant en évidence la tectonique de socle de la faille des Mées.....	9
Figure 6 - Carte géologique structurale synthétique de la zone d'étude.....	11
Figure 7 – Log synthétique de la Provence Centrale et septentrionale.....	13
Figure 8 – Coupe équilibrée réalisée.....	17
Figure 9 – Chevauchement de Vinon à proximité du village de St-Julien-le-Montagnié.....	18
Figure 10 - Déformation des séries mio-pliocènes dans la partie Nord du bassin de Valensole.....	20
Figure 11 - Conglomérats syn-tectoniques d'âge Miocène supérieur structurés en discordances progressives.....	21
Figure 12 - Restauration séquentielle de la coupe équilibrée entre le bassin de l'Arc au Sud et la zone de Barles au Nord à travers le bassin de Valensole.....	23
Figure 13 - Carte structurale simplifiée de la Basse-Provence.....	25
Figure 14 - Coupe du substrat de la Robine.....	28
Figure 15 - Modèle géodynamique et paléogéographique expliquant la propagation de la déformation alpine vers le Sud en Provence.....	29
Figure 16 - Coupe de Bauduen E-W des bassins oligocènes.....	30

1. INTRODUCTION

Les avant-pays sont des zones complexes contrôlant au premier ordre la propagation des chevauchements vers les zones externes, et eux-mêmes contrôlés par l'héritage structural (sédimentaire, salifère, de socle et/ou thermique). Si, à l'échelle la plus large, le moteur interne des déformations observées dans les orogènes est conduit par la convection mantellique et les propriétés intrinsèques de la lithosphère, rhéologie et âge en particulier (e.g *Mouthereau et al*, 2013 ; *Burov et al*, 2015), l'expression de la déformation en surface est contrôlée par les couches superficielles. La collision de marges continentales généralement à l'origine des chaînes de montagnes dépend donc fortement des propriétés thermo-tectoniques et de la géométrie de la marge (*Mouthereau et al*, 2014). Or, l'imagerie géophysique de ces marges a mis en évidence qu'elles ne peuvent pas être considérées homogènes en composition, épaisseur, et thermicité (e.g *Mohn et al*, 2012 ; *Vacherat et al*, 2014, 2016 ; *Clerc et al*,

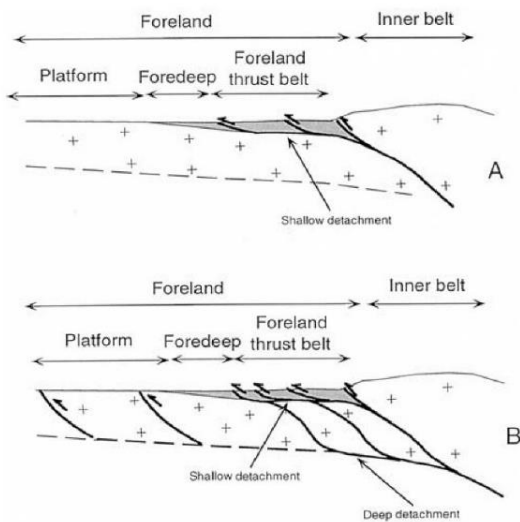


Figure 1 - Vue conceptuelle des styles tectoniques dans les avant-pays orogéniques. A : *thin-skin*, décollements de couverture. B : *Thick-skin*, chevauchements de socle et accommodation de la déformation dans la couverture. (*Lacombe et Mouthereau*, 2002)

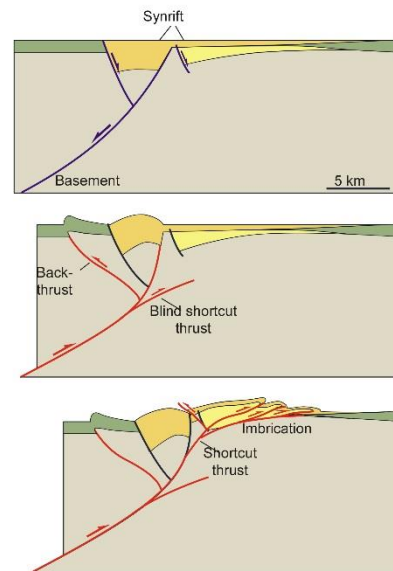


Figure 2 - Modèle d'inversion où des structures extensives (syn-rift) sont reprises en compression : inversion de la faille normale principale, mise en place de chevauchements aveugles, rétro-chevauchements et short-cut dans le socle, d'imbrications dans la couverture. (d'après *Fossen*, 2010)

2015). C'est pourtant dans ces systèmes que se forment principalement les chaînes plissées, par l'empilement d'unités crustales de marges bien différenciées et préstructurées. Alors que le débat a longtemps porté sur l'expression des styles structuraux en surface et dans les zones externes des chaînes de montagne via les deux pôles *thick-* et *thin-skin* (Fig. 1), il apparaît aujourd'hui de plus en plus évident que le socle, et donc le style *thick-skin*, est impliqué dans la quasi-totalité des chaînes. Le défi actuel est donc de comprendre les mécanismes et les modes de raccourcissement qui s'exercent dans le socle en relation avec son passé tectonique (e.g *Lacombe et Bellahsen*, 2016). Il s'avère alors que la pré-

organisation des unités reprises en collision joue bien souvent un rôle primordial, notamment par l'inversion tectonique de failles de socle (Fig.2).

Paradoxalement, les travaux sur coupes équilibrées concluent que le raccourcissement de la couverture est fréquemment supérieur à celui du socle sous-jacent où il est distribué à travers l'ensemble de la croûte. La transmission de la déformation du socle vers la couverture est donc soumise à des mécanismes d'accommodation, de propagation et de distribution, liées aux propriétés rhéologiques de

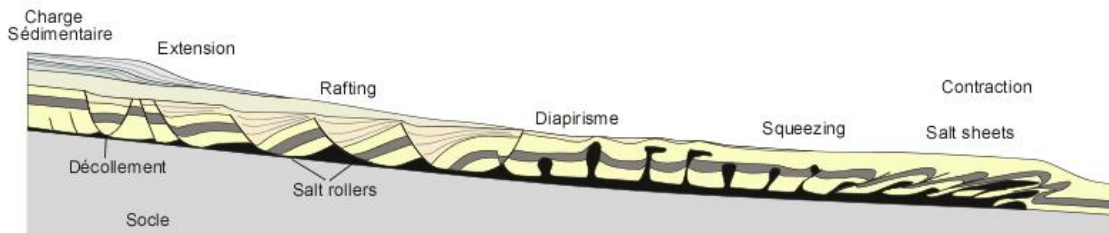


Figure 3 – Exemples de structures salifères dans les marges passives. Niveau salifère en noir (modifié d'après Fossen, 2010). Il est important de noter la déformation syn-tectonique des bassins sédimentaires soit en extension soit en compression en pied de marge.

la pile sédimentaire. L'épaisseur de la pile sédimentaire joue par exemple sur l'espacement des failles : une forte épaisseur induira des structures dites *imbricates* ; une faible, une propagation lointaine des chevauchements (*Hinsch, 2013*). La présence de niveaux évaporitiques facilite et concentre les déformations sur des décollements (*Hudec et Jackson, 2007 ; 2009*), potentiellement enracinés sur des failles de socle (« la tectonique de voussoir », *Menessier, 1959*). Ces niveaux de décollements sont souvent localisés dans des roches à faibles densités, et le poids des sédiments sus-jacents peut induire la formation de dômes et diapirs, contrôlant rétroactivement la structure des dépôts (Fig.3). Les accidents anciens constituent des zones de faiblesse où se localisent les déformations. Ils sont préférentiellement réactivés lors d'évènements suivants, même dans des conditions d'orientation de contraintes globales peu favorables (*Holyoke and Tullis, 2006*). La question du rôle de la gravité se pose aussi, son influence et ses mécanismes ont été soulignés en Provence par des travaux récents avec l'effondrement gravitaire du panneau provençal vers le Sud sur les évaporites triasiques (*Le Pichon et al, 2010*).

S'il existe potentiellement et ponctuellement des données profondes, puits ou profils sismiques, la majorité des indices nécessaires à la caractérisation de l'avant-pays se trouvent en surface, et par conséquent, dans la couverture. Il devient alors indispensable de la contraindre et de modéliser au mieux son expression en surface, afin de la traduire en profondeur pour caractériser la déformation interne au socle. L'évolution dans le temps des faciès et déformations de la pile sédimentaire permet de discriminer les différentes phases tectoniques et, *in fine*, de reconstruire la géométrie du socle et l'histoire tectonique liée. Cette problématique est particulièrement intéressante dans les Alpes du Sud où interfèrent des structures des chaînes pyrénéenne et alpine, sur un socle structuré dès le Carbonifère.

Les Alpes sont un modèle mondial de chaîne de collision avec à leur front un exemple typique de système d'avant-pays. Cette chaîne résulte de l'inversion de la marge Européenne de l'Océan Téthysien à la suite de la convergence du promontoire adriatique de la plaque Africaine et de la plaque européenne en subduction vers le Sud-Est, à partir du Crétacé supérieur.

En Provence, les Alpes externes, d'âge Miocène à actuel, viennent interférer avec les structures pyrénéo-provençales d'âge Campanien à Eocène (Fig. 3). Alors que l'architecture et l'évolution de la chaîne pyrénéo-provençale ont été bien étudiées et quantifiées à partir de plusieurs coupes équilibrées (*Tempier, 1987; Roure et Colletta, 1996; Lacombe et Mouthereau, 2002; Espurt et al, 2012; Guyonnet-Benaize et al, 2015; Bestani et al, 2015, 2016; Espurt et al, 2019*), notre connaissance de l'évolution alpine de ce segment de la chaîne pyrénéenne reste très peu contrainte (*Villegier et Andrieux, 1987; Hippolyte et Dumont, 2000; Le Pichon et al, 2010; Bestani et al, 2016*). Le front orogénique des Alpes du Sud s'est propagé vers le SSE sur un substratum très hétérogène, tant d'un point de vue géométrique que thermique (*Garibaldi et al, 2010*), hérité des épisodes tectoniques successifs qui ont affecté la marge provençale depuis la fin du Paléozoïque. Le front des déformations alpines se caractérise par deux arcs chevauchants majeurs déplacés vers le Sud et détachés sur les évaporites du Trias : l'arc Nord Provençal à l'Ouest (*Villegier et Andrieux, 1987*) et l'arc de Digne-Castellane à l'Est (*Laurent et al, 2000*), qui interfèrent avec le haut structural du bassin de Valensole, curieusement peu déformé à l'exception de quelques failles de socle (*Hippolyte et Dumont, 2000*). Cette variation latérale dans la géométrie des chevauchements est accommodée par des systèmes en décrochement orientés NNE-SSW tels que le système de failles de la moyenne Durance (*Guignard et al, 2005 ; Cushing et al, 2008 ; Guyonnet-Benaize et al, 2015*) ou encore de la faille du Bès (*Hippolyte et al., 2012*), se superposant à des structures héritées du Paléozoïque et du Mésozoïque (*Roure et Colletta, 1996*). Des données structurales et sédimentologiques indiquent que des structures compressives pyrénéennes ont été partiellement réactivées lors de la compression alpine dans l'arc Nord Provençal (*Champion et al, 2000 ; Lemoine et al, 2000 ; Bestani et al, 2016*). Sur la base de profils sismiques retraités et de données de forages, *Le Pichon et al (2010)* proposent que les structures géologiques de l'arc Nord Provençal résultent d'une dynamique gravitaire, associée à l'effondrement des Alpes, caractérisée par un glissement de l'arc Provençal vers le SSE sur les évaporites du Trias depuis l'Oligocène terminal. Un tel modèle pourrait être aussi envisagé pour la mise en place de l'arc de Digne-Castellane au moins dans sa partie ouest. La déformation dans la région Est de l'arc serait plutôt contrôlée par des chevauchements impliquant le socle (*Jourdon et al, 2014*). Des structures pyrénéennes sembleraient exister sous les séries mio-pliocènes du plateau de Valensole (*Dubois et Curnelle, 1978*) et probablement au sein de l'arc de Digne-Castellane (*Gigot et al, 1974*).

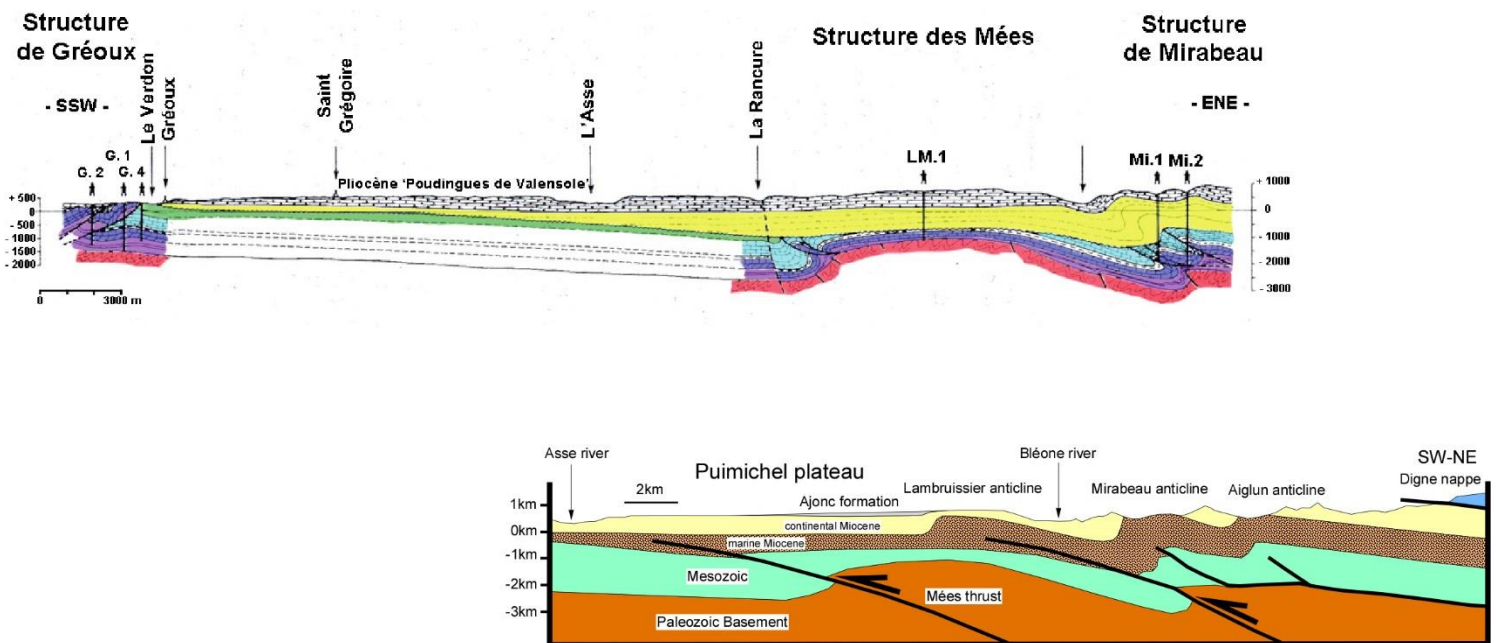


Figure 5 - Coupes du plateau de Valensole (même échelle) mettant en évidence la tectonique de socle de la faille des Mées. (a) Coupe Dubois et Curnelle, 1978 (modifiée d'après Philip, 2012). (b) Coupe Hippolyte et Dumont, 2000.

A l'inverse, un certain nombre de travaux d'équilibrage à travers le front alpin et les arcs Nord-Provençal et de Digne-Castellane jusqu'à l'avant-pays de Provence ont été réalisés ces vingt dernières années, selon des approches de modélisation diverses. *Bestani et al* (2016) soulignent un style tectonique mixte dans l'avant-pays lors de la compression pyrénéenne. La restauration séquentielle des coupes montrerait que le raccourcissement alpin est mineur au regard de la phase pyrénéenne. Ces derniers auteurs proposent cependant un style structural en *thin-skin* en Provence occidentale sur les niveaux évaporitiques du Trias, configuration que l'on retrouve dans les coupes de Castellane de *Laurent et al* (2000). C'est tout l'opposé de *Jourdon et al* (2014), qui y voient une composante de *thick-skin* dominante en inversion tectonique de failles de socle permienne.

Les interprétations par des coupes équilibrées, variées, sont donc concentrées sur les arcs latéraux à la structure de Valensole et les travaux existants sur le plateau sont bien souvent localisés. Il nous semble donc important de nous intéresser aux relations du bassin de Valensole avec le front alpin, la nappe de Digne en particulier, au Nord et avec les autres unités d'avant-pays alpin plus externes vers le Sud, pour comprendre pourquoi le front alpin ne s'est pas propagé dans cette zone, ou bien différemment, et comment la déformation s'accommode. Il s'agira donc de contraindre le raccourcissement alpin et le mode tectonique du bassin de Valensole, la part d'héritage structural des événements antérieurs, notamment pyrénéens, et l'influence de la mise en place de la nappe de Digne, ainsi que dans la partie au Sud du bassin, où le diapirisme des régions de Rians et La Verdière (*Angelier, 1971 ; Angelier et Aubouin, 1976*), vient fortement interférer. La coupe sera construite à partir des données structurales préexistantes, de nouvelles acquisitions de terrain et de l'identification de relations tectono-sédimentaires, et restaurée à différentes périodes : 1) au Serravalien, pour mettre en évidence

les déformations les plus récentes (tardi-miocène à pliocène) ; 2) au Miocène basal, afin de quantifier la déformation alpine et la tectono-sédimentologie de cette zone de l'avant-pays alpin ; 3) à l'interface Jurassique-Crétacé, permettant de quantifier la déformation pyrénéo-provençale et l'influence du rifting du Mésozoïque et tardi-Paléozoïque.

2. CONTEXTE GÉOLOGIQUE

2.1. Cadre général

L'avant-pays pyrénéo-alpin de Provence est situé dans le Sud-Est de la France, entre les Alpes au Nord-Est, le Massif Central à l'Ouest et la Méditerranée au Sud (Figs. 4 et 6). La structure du bassin est contrôlée par la succession importante d'évènements tectoniques de la fin du Paléozoïque à l'actuel, phases aussi bien compressives (phases tardi-hercynienne, pyrénéenne, alpine) qu'extensives (fin-Paléozoïque-Mésozoïque polyphasées, rifting oligocène), induisant des périodes d'enfouissement, d'érosion et d'aplanissement. La structure actuelle de la zone d'étude se caractérise par plusieurs unités (Fig. 6).

A l'Est, une grande unité constituée de matériel majoritairement mésozoïque vient chevaucher les parties les plus externes vers le Sud et l'Ouest, dont le bassin de Valensole, grand saillant central mio-pliocène. Au Nord-Ouest et au Sud-Est, deux grandes unités, respectivement la montagne de Lure et le Grand Plan de Canjuers, elles aussi principalement mésozoïques, subsistent. L'imposant système diapirique méridien Barjols/La Verdrière se développe au Sud. Le bassin de l'Arc, au Sud-Ouest, est composé de dépôts du Crétacé supérieur. Plusieurs bassins éocènes sont préservés, en particulier, les bassins E-W de Rians-Artigues, ainsi que les bassins NNW-SSE de Quinson et Bauduen. Enfin, de grands bassins oligo-miocènes sont présents dans la partie Ouest : notamment celui d'Aix-en-Provence et celui de Manosque-Forcalquier, ce dernier séparé du bassin de Valensole par la faille de la moyenne Durance (FMD).

2.2. Synthèse tectonique

Vers 300 Ma, le rifting post-hercynien s'initie, en lien avec la fragmentation du Gondwana (*Delfaud et al, 1989*). Une deuxième phase de rift s'opère à partir du Trias et pendant le Jurassique avec l'ouverture de l'océan Téthys. Dans la partie nord-provençale, le développement de la fosse vocontienne est associée à des structures salifères (*Graciansky et Lemoine, 1988 ; Ford et Stahel, 1995*). Enfin, le rifting du domaine Valaisan est corrélé à l'ouverture de l'océan Atlantique central, bien souligné en Provence par les niveaux à bauxite et la formation du bombement durancien à l'interface entre le Crétacé inférieur et supérieur (*Masse et Philip, 1976 ; Schettino et Turco, 2011*).

La collision du bloc corso-sarde avec l'Europe engendre la compression pyrénéo-provençale de 80 à 40 Ma (*Tempier, 1987 ; Lacombe et Jolivet, 2005*). Cette inversion tectonique réactive les structures extensives héritées des phases antérieures. Elle est à l'origine de la formation des principales structures géologiques de la Provence actuelle. Le bloc corso-sarde se détache de la Provence lors du rifting liguro-

provençal vers 35-28 Ma, produisant les bassins syn-rifts du Sud-Est tel que celui de Marseille (*Hippolyte, 1993 ; Séranne et al, 1995*) et les fossés Nord-Varois (*Touraine, 1967*). S'ensuit un aplanissement généralisé jusqu'au Messinien, comme en attestent les travaux de *Besson (1995)*. La compression alpine N-S du Miocène à l'actuel va réactiver des structures anciennes et donner les forts reliefs actuels des Alpes du Sud et de Provence. Les causes en Provence de cette structuration et de l'activité sismique sont toujours débattues : raccourcissement Afrique/Europe (*Bergerat, 1987*) et/ou effondrement gravitaire des Alpes (*Le Pichon et al, 2010*).

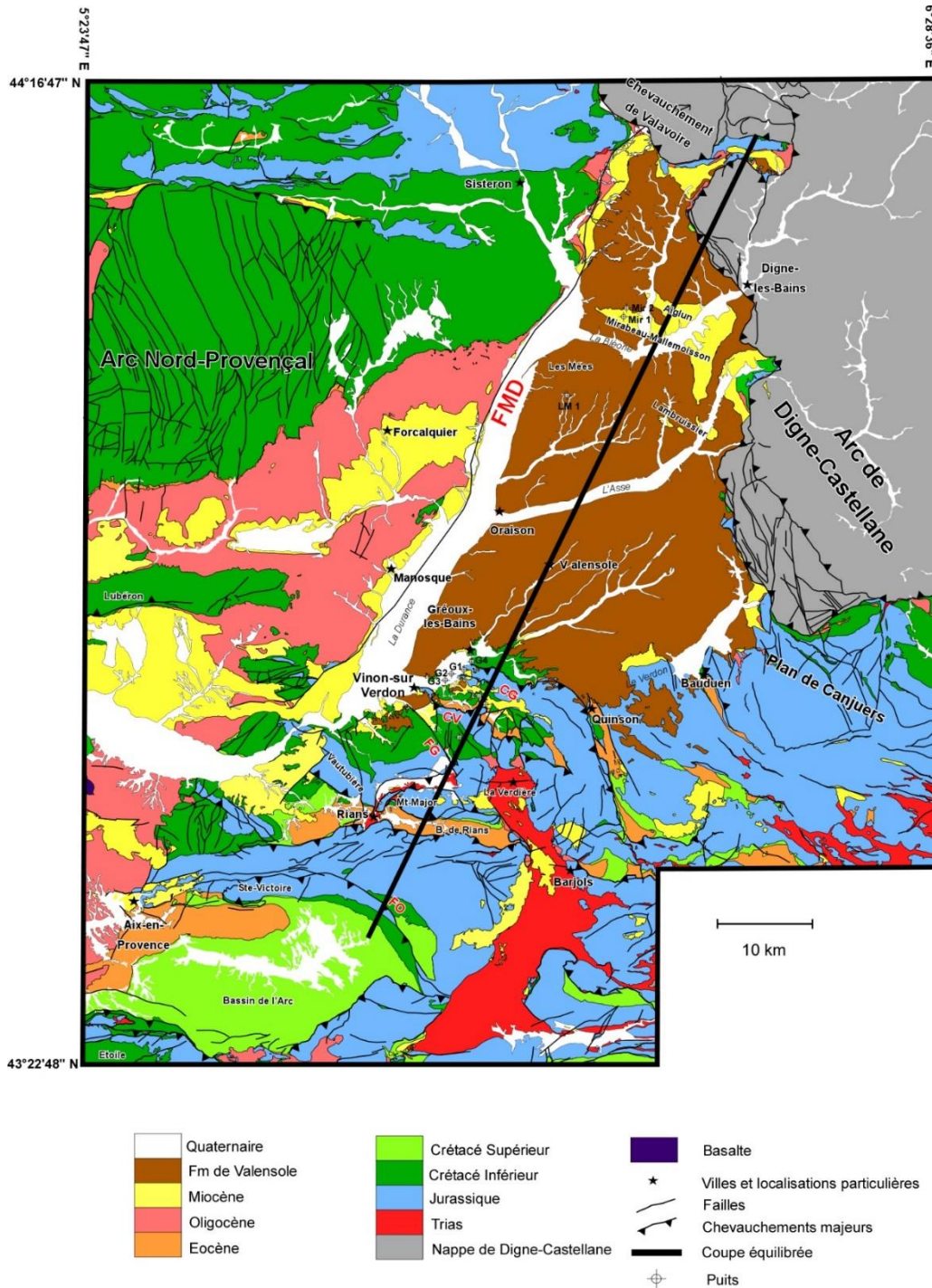


Figure 6 - Carte géologique structurale synthétique de la zone d'étude. FMD : Faille de la Moyenne Durance ; CG : Chevauchement de Gréoux ; CV : Chevauchement de Vinon ; FG : Faille de Ginasservis ; FO : Faille d'Ollières

2.3. Synthèse sédimentologique

2.3.1. Vue générale

La pile sédimentaire de cette partie de la Provence est fortement influencée par la succession des phases tectoniques (Fig. 7). Le socle métamorphique varisque, subsistant par exemple dans le massif des Maures, a été découpé par des bassins extensifs tardi-carbonifères à permien lors du démantèlement de la Pangée. Ce rifting, contemporain de celui de la Néotéthys, débute avec des dépôts gréseux au tardi-Paléozoïque et perdure jusqu'au Trias Inférieur à possiblement moyen, l'âge du Buntsandstein étant toujours relativement mal contraint (*Brocard et Philip, 1989 ; Brocard, 1991 ; Toutin-Morin et al, 1993, 1994*). Ce Trias, dit germanique, se poursuit avec d'importantes formations évaporitiques du Trias moyen à supérieur : l'*anhydritgruppe*, et une puissante formation carbonatée au Muschelkalk ; puis de nouveau des évaporites au Keuper. Du Rhétien au Crétacé inférieur, la sédimentation est principalement carbonatée, avec des couches marneuses ou calcaires de compétence variable. Le Jurassique, à l'exception de quelques intercalations marno-argileuses (*e.g.* Black Shales à l'Oxfordien), est généralement massif et souvent dolomitique (*Tempier, 1972*). Ses épaisseurs sont cependant très variables, sans doute du fait d'une configuration imposée par le diapirisme des formations triasiques (*Espurt et al, 2019*). De plus, des niveaux brêchiques sont ponctuellement présents dans le Dogger et le Tithonien, montrant une instabilité du système. Le Néocomien présente lui aussi des faciès carbonatés compétents au Sud du bassin de Valensole, mais des faciès carbonatés plus fins au Nord du bassin de l'Arc, surmontés par un niveau bauxitique et un hiatus associé au bombement durancien jusqu'au Valdo-Fuvélien. Ce faciès du Crétacé Supérieur est surmonté par le Bégudo-Rognacien en discordance progressive, induite par la compression pyrénéenne. Cette phase contrôle les faciès de dépôt dans l'avant-pays du Danien à l'Yprésien et notamment la mise en place des sables bleutés, dans lesquels s'intercalent un niveau de calcaire à bithynies (*Touraine, 1971 ; Philip et al, 2017*).

Dans le Var, le rifting liguro-provençal est marqué par l'ouverture de bassins à remplissage majoritairement conglomératique à l'Oligocène (Bassins de Gigery, Bourdas, La Combe, *Angelier, 1971 ; Philip et al, 2017 ; Figs. 6 et 7*). Au Miocène, l'Aquitano-Burdigalien est globalement peu représenté, mais se retrouve néanmoins sous le bassin de Valensole, et sous le chevauchement de Valavoire, dans des faciès tidaux. La formation conglomératique de Valensole se met en place progressivement du Nord au Sud du Langhien au Pliocène.

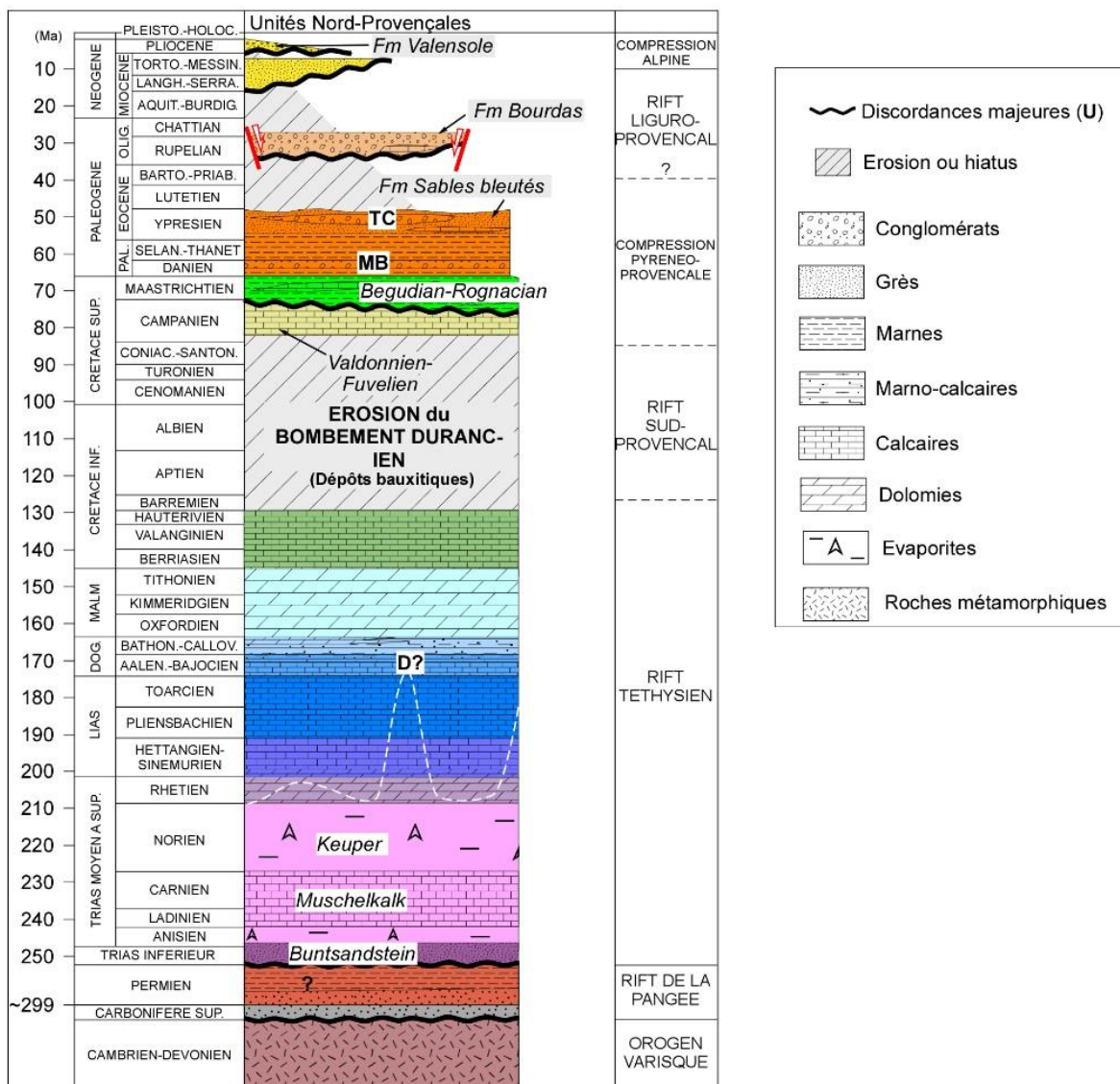


Figure 7 - Log synthétique de la Provence Centrale et Septentrionale (Modifié de Espurt et al, 2019)

2.3.2. Formation de Valensole

A partir du Miocène, la sédimentation en Provence est contrôlée par la mise en place de l’orogène alpin et en particulier par le remplissage du bassin de Valensole. Cette formation de Valensole correspond à du remplissage grossier de matériel issu de la surrection alpine, et se différencie en plusieurs unités, généralement conglomératiques séparées par des surfaces d’érosion notables. Un aperçu faciologique en est donné par les forages des Mées et de Mirabeau (1 et 2). L’Aquitano-Burdigalien se compose de faciès tidaux, décrits dans le Nord de la vallée des Duyes en migration vers la bordure Ouest du bassin de Valensole, à fort taux de sédimentation (Couëffé et al, 2004). Ces dépôts migrent progressivement vers le Sud où l’Helvétien a un faciès de molasse marine dans les forages, présentant des alternances marno-gréseuses, parfois calcaires (Beaudouin et al, 1970). Cette variation Nord-Sud de l’âge des unités sédimentaires est cohérente avec un environnement de dépôt type foredeep induit par la progression d’un prisme sédimentaire au front des Alpes (Clauzon, 1998). Ces faciès

s'initient au Burdigalien (*Demarcq et al*, 1974) et perdurent jusqu'au Langhien dans le Nord, mais persistent jusqu'au Tortonien inférieur au Sud du bassin de Valensole, vers Cucuron (*Beaudouin et al*, 1966 ; *Clauzon et al*, 1989). Les datations sur des microfaunes à rongeurs attestent du remplacement à partir du Serravalien des dépôts marins par de la molasse continentale en progradation vers le Sud jusqu'au Tortonien (*ibid* ; *Aguilar et Clauzon*, 1981). Les sites du Colombier, en bordure méridionale de l'anticlinal de Mirabeau-Mallemoisson, permettent de situer le Serravalien dans les forages de Mirabeau. Ce niveau molassique continental est surmonté du Serravalien au Messinien pré-évaporitique, toujours en progradation, par les conglomérats subalpins continentaux de l'unité I de Valensole (*Clauzon et al*, 1989 ; *Dubois et Curnelle*, 1978). Le sommet de ces conglomérats est entamé par la surface d'érosion de grande envergure induite par la crise messinienne (surface d'abandon définie par Georges Clauzon), accompagnée de l'incision de profonds canyons le long des principales rivières (Asse, Durance, Bléone) (*Clauzon*, 1996 ; *Dubar*, 1984 ; *Besson*, 2005 ; *Hippolyte et al*, 2011).

Au Zancléen, la transgression marine transforme les canyons en rias (*Mercier*, 1979 ; *Clauzon* ; 1975). Durant tout le Pliocène, l'aval des canyons messiniens ennoyés par les rias marines va être comblé par une sédimentation en mode Gilbert-Delta. Dans les Alpes du sud, ce remplissage va déborder et recouvrir la surface d'abandon messinienne du bassin de Valensole. Cette deuxième phase de remplissage du bassin de Valensole correspond au dépôt de l'unité conglomératique II de Valensole (*Mercier*, 1979 ; *Clauzon*, 1975). La distinction des unités conglomératiques 1 et 2 est parfois impossible lorsque la surface d'érosion messinienne n'est pas visible. La cartographie détaillée de l'unité conglomératique II de Valensole n'est pas disponible actuellement, mais dans le nord du plateau de Puimichel les marnes rouges d'Ajonc sont signalées comme sus-jacentes à une surface d'érosion (*Gigot et al*, 1981) et sont considérées dans notre travail comme un équivalent latéral de l'unité conglomératique II de Valensole terminant le remplissage du bassin de Valensole.

3. MÉTHODOLOGIE

Pour contraindre la géométrie des structures de la zone étudiée, nous avons acquis de nouvelles données de terrain (12 journées de terrain). Elles complètent des données déjà existantes sur les cartes géologiques au 1/50 000 du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) et apportent ponctuellement des corrections à ces cartes. Les données acquises lors de l'étude de terrain comportent environ 150 mesures de pendages, dont les plus proches des tracés de coupes ont été utilisées pour leur construction, ainsi que des données de micro-tectonique non présentées ici (5 sites). Les forages ont été utilisés lorsqu'ils étaient disponibles sur le site InfoTerre : Gréoux 1 à 4, Les Mées 1 et Mirabeau 1 et 2. Il en va de même pour des sondages de faibles profondeurs afin de contraindre les épaisseurs des unités sédimentaires de surface : 1 et 2/S au Sud des Maurras et PZ-2 au NE de Ginasservis. La ligne sismique 75 DV1 disponible à proximité des Mées a été réinterprétée. Enfin, les données sismiques issues de *Cushing et al* (2008) ont permis la localisation approximative en profondeur des structures actives.

L'ensemble de ces données a été utilisé pour la construction d'une coupe équilibrée (position : Fig. 5). Notre but était de représenter au mieux la géométrie et les relations entre les différentes unités tectoniques à l'actuel, mais aussi à des stades antérieurs. Nous avons effectué des restaurations à l'interface Jurassique/Crétacé, à la base du Miocène et au sommet du Serravalien. Ces étapes de restauration ont été choisies stratégiquement 1) afin de différencier au mieux les différents héritages tectoniques que sont l'extension téthysienne et la compression pyrénéenne, l'extension oligocène et la phase miocène de l'orogène alpin ; 2) selon la qualité et la répartition des données disponibles pour limiter au maximum des biais d'extrapolation.

Les techniques quantitatives d'équilibrages des coupes géologiques permettent, en appliquant des règles géométriques et cinématiques simples, de proposer des géométries cohérentes aux structures géologiques profondes (*Dahlstrom*, 1969). Les coupes équilibrées permettent de valider les états final et initial de la déformation (reconstructions palinspastiques) et d'estimer les taux de raccourcissement ou d'extension des structures géologiques. Leur développement numérique ces quatre dernières décennies a favorisé indéniablement le succès de l'exploration dans les chaînes de montagne (*Boyer et Elliot*, 1982 ; *Suppe et Medwedeff*, 1990 ; *Coward*, 1996 ; Midland Valley Exploration Ltd, 2014). La coupe équilibrée présentée dans ce rapport a été construite en utilisant des techniques géométriques standards (*Suppe*, 1983 ; *Jamison*, 1987) et restaurée en utilisant les méthodes du "flexural slip". La restauration par "flexural slip" permet le dépliage d'une structure par rapport à un niveau de référence (niveau régional ou "datum") et une "pin line" le long de laquelle les points ne sont pas translétés. Lors du dépliage, un cisaillement parallèle aux couches permet de supprimer l'effet du glissement bancs-sur-bancs. L'algorithme du "flexural slip" préserve les longueurs, les aires et les épaisseurs des bancs. L'équilibrage et les restaurations ont été réalisés avec le logiciel « Move ».

Pour appliquer cette méthodologie, la coupe doit être orientée de manière à recouper orthogonalement les principales structures plissées et faillées, de direction globale WNW-ESE dans la zone d'étude, tout en évitant au maximum les structures obliques et décrochantes.

4. RÉSULTATS

4.1. Structure générale

La coupe réalisée d'environ 94 km à travers le bassin d'avant-pays pyrénéo-alpin de Provence (Fig. 8a) recoupe différentes unités structurales avec respectivement du Sud au Nord : le bassin de l'Arc, l'unité d'Ollières, l'unité d'Artigues, le bassin de Rians, le massif du Mont-Major, la partie nord-est du diapir de Rians, l'unité de Vinon, l'unité de Gréoux, la zone de Saint-Martin-de-Bromes enfouie sous la formation de Valensole et enfin le bassin de Valensole. Le bassin de Valensole se divise en une unité vraisemblablement plio-quadernaire en surface et peu déformée au Sud, puis vers le Nord les anticlinaux à matériel miocène de Lambruissier, Mirabeau-Mallemoisson et Aiglun, la klippe jurassique de la Robine (nappe de Digne) chevauchant la bordure nord du bassin de Valensole (Vélodrome

d'Esclangon), pour atteindre finalement les unités plissées de la région de Barles (anticlinal de La Maurière et la Grande Cloche). Dans le texte qui suit, nous allons d'abord décrire les structures du domaine sud-provençal puis la structure du bassin de Valensole.

4.2. Le domaine sud-provençal

A l'extrémité Sud de la coupe se développent principalement des unités structurales à affinité pyrénéo-provençale caractérisées généralement par des vergences vers le Nord et détachées dans les évaporites du Trias (*Tempier, 1987*). Le synclinal du bassin de l'Arc est transporté vers le Nord sur le chevauchement d'Ollières, qui correspond à la continuité vers l'Est du système chevauchant de la montagne Sainte-Victoire. Vers l'Est, ce chevauchement place les formations marines du Jurassique et du Crétacé inférieur sur les formations continentales du Valdo-Fuvélien et du Bégudien du bassin d'Ollières. La géométrie et les variations d'épaisseur des dépôts berriasiens visibles sur le terrain et par image satellite suggèrent une activité initiale en faille normale de ce chevauchement. Cette unité chevauche vers le Nord l'unité d'Artigues. L'unité d'Artigues chevauche par le biais d'une écaille intermédiaire le bassin de Rians, composé en son cœur par les sables bleutés éocènes (*Philip et al, 2017*). La profondeur du toit du socle sous le bassin est estimée à environ 2 km à partir des données aéromagnétiques. La structure synclinale du bassin de Rians peut avoir été contrôlée par des mouvements des évaporites Trias comme décrit plus à l'Est par *Espurt et al (2019)*.

La bordure nord du bassin de Rians est chevauchée vers le Sud par le massif Jurassique du Mont-Major. Le Mont-Major présente en son sommet des séries d'âge Miocène avec des pendages avoisinant les 20° vers le Nord. Cette déformation post-miocène du massif est corrélée avec une sismicité sous le Mont-Major (*Cushing et al, 2008*). Vers le Nord, le diapir de Rians sépare le massif du Mont-Major de l'unité de Vinon. La mise en place du diapir semble avoir commencé dès le Jurassique comme l'indiquent les variations d'épaisseurs des séries jurassiques et la discordance du jurassique moyen-supérieur sur les évaporites du Trias. L'inversion du diapir de Rians pendant les compressions pyrénéo-provençale et alpine s'effectue sous la forme d'un pop-up. L'unité de Vinon forme un chevauchement majeur à vergence nord. Les séries mésozoïques de cette unité sont déformées par deux failles normales mésozoïques majeures à pendage nord et mineures à pendage sud. Le puits PZ-2 au Nord de l'unité permet de déterminer l'épaisseur du Néocomien subsistant. Au Nord, le chevauchement de Vinon est parfaitement visible dans la région de Saint-Julien. Dans cette zone, on peut voir les calcaires du Dogger plissés chevauchant les séries éocènes continentales du synclinal des Maurras (Fig. 9). Les puits 1 et 2/S dans ce synclinal contraignent les épaisseurs du Paléogène et du recouvrement miocène du chevauchement de Vinon. Nos observations de terrain, en accord avec la carte géologique, confirment que le chevauchement est scellé par les séries miocènes. Les données de ces forages et les données de surface suggèrent d'importantes variations d'épaisseurs des séries jurassiques sous le bassin des Maurras. Nous interprétons ces variations d'épaisseur comme résultant de l'activité de failles normales synsédimentaires et/ou liées au diapirisme. Le synclinal des Maurras est transporté vers le Nord sur le

chevauchement de Gréoux. La géométrie du système chevauchant de Gréoux est bien contrainte en profondeur par quatre forages présents latéralement vers l'Ouest dont un atteignant le socle varisque (Fig. 8b). Ce système correspond à l'imbrication de deux chevauchements, avec des rejets de 700 m pour la faille supérieure et 3 km pour l'inférieure. L'unité de Gréoux chevauche une puissante formation mésozoïque peu déformée qui forme un monoclinal faiblement incliné vers le Nord. Ce monoclinal s'envoie vers le Nord sous les formations du bassin de Valensole.

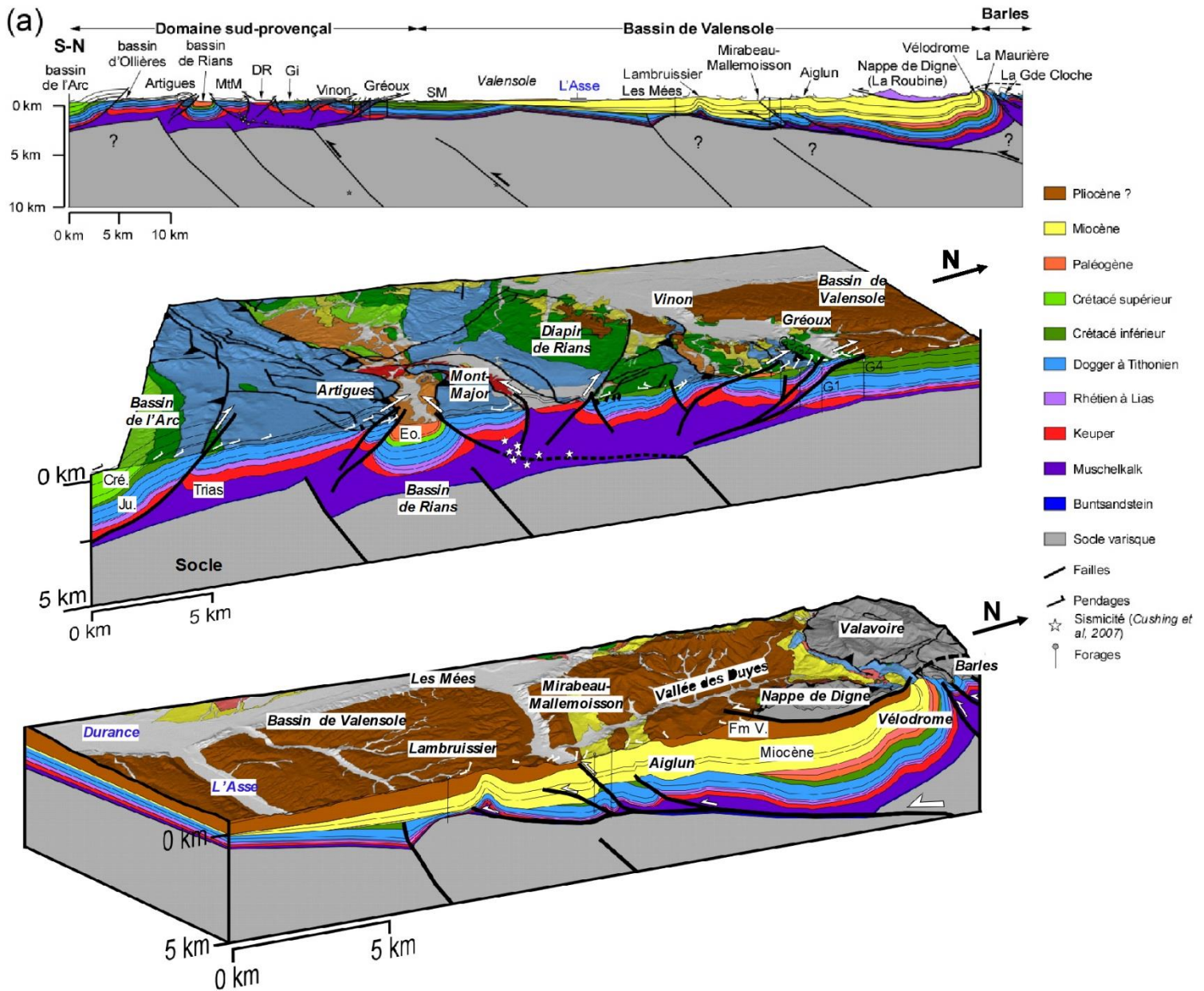


Figure 8 - : (a) Coupe équilibrée entre le bassin de l'Arc au Sud et la région de Barles au Nord. (b) Détails en 3D de la zone sud-provençale et (c) du bassin de Valensole-zone de Barles. Voir la localisation de la coupe sur la Fig. 6). MtM : Mont-Major ; DR : Diapir de Rians ; Gi : Ginasservis ; SM : Saint-Martin-de-Bromes.



Figure 9 - Chevauchement de Vinon à proximité du village de St-Julien-le-Montagnié. Route départementale 35.

4.3. Bassin de Valensole-Zone de Barles

Le bassin de Valensole est composé essentiellement sur la quasi-totalité de sa surface par la formation de Valensole (Fig. 6). Il est considéré que dans l'ensemble de cette zone, les dépôts miocènes puis pliocènes sont discordants et érosifs sur les formations sous-jacentes. Aucune déformation n'apparaît dans la partie Sud jusqu'à l'anticlinal de Lambruissier (Fig. 8c). Latéralement à la coupe, à proximité d'Oraison, le top du Miocène a été identifié à 507 m d'altitude suivant la géométrie du remplissage du canyon messinien de l'Asse (Dubar, 1984). Ce point a été projeté sur la coupe. Considérant ainsi que la surface d'abandon messinienne, qui est le sommet du Miocène, pouvait être subparallèle à la surface actuelle du bassin, mais en contrebas, nous avons tracé une surface basale de pente $0,55^\circ$ vers le Sud passant par le point 507 m d'Oraison jusqu'à l'extrémité Sud du plateau où elle a été corrélée avec les limites d'affleurement. Le prolongement vers Lambruissier a été effectué jusqu'à la limite Nord des marnes d'Ajoncs, attendu que d'après Gigot *et al* (1981) cette formation remplit les canyons antécédant et se dispose par conséquent sous le toit altitudinal du Miocène. Ce niveau basal est de pente supérieur, 3° S. Etant donné qu'il se situe à l'aplomb de la structure des Mées, cette augmentation de la pente de la surface d'abandon messinienne pourrait être la conséquence d'une réactivation mineure quaternaire.

La structure profonde des Mées est bien contrainte par la sismique et le forage des Mées atteignant le socle (Dubois et Curnelle, 1978). Elle consiste en une paléo-faille normale de socle à pendage nord aujourd'hui partiellement inversée. Au Nord de la structure des Mées se développe l'anticlinal de Lambruissier, dont, si l'activité miocène est avérée, l'initiation est possiblement antérieure. Le forage des Mées indique une quasi-absence des formations triasiques au Sud de l'anticlinal de Lambruissier. Les données de surface nous amènent à interpréter l'anticlinal de Lambruissier comme un pli de détachement détaché sur les évaporites du Trias. La localisation du pli semble avoir été ainsi contrôlée par le biseau sédimentaire du Trias. Vers le Nord, l'anticlinal de propagation de Mirabeau-Mallemoisson (Fig. 10) présente un flanc sud court et un flanc nord long. La géométrie en profondeur est contrainte par les deux forages dans son cœur, dont un atteint le socle. Les

forages traversent une puissante série miocène, puis le Mésozoïque, dans lequel une faille a été reconnue dans chacun des sondages, sans atteindre la surface. Il n'y a pas de preuves directes que ces chevauchements aveugles se propagent dans les formations miocènes. Cependant, les fortes variations de pendage et l'équilibrage le suggèrent. Enfin, les forages montrent que ces plis sont détachés sur les évaporites du Trias. Ce système structural se répète au Nord avec l'anticlinal d'Aiglun (Fig. 7c).

Vers le Nord, le bassin de Valensole est déformé par la zone de Barles et la Nappe de Digne. Sur la bordure nord du bassin, les séries d'âge Miocène à Pliocène sont déformées et forment un éventail sédimentaire, le synclinal du Vélodrome d'Esclangon, qui enregistre la migration vers le Sud du front alpin. En latéral de la coupe vers l'Ouest, dans la vallée des Duyes, de puissantes séries conglomératiques sont plissées et enregistrent la propagation de la Nappe de Digne. Des biseaux sédimentaires sont bien marqués dans l'Helvéto-Tortonien (Fig. 11). A l'extrémité septentrionale de cette vallée et dans le synclinal du Vélodrome d'Esclangon, le Miocène inférieur est inversé jusqu'au Langhien sous le chevauchement de la Nappe de Digne. La demi-klippe de la Robine issue de la Nappe de Digne se met en place par-dessus ce bassin Miocène dans lequel apparaissent latéralement des plis d'interférence. Enfin, au Nord, la compression sur les diapirs de Barles induit la formation de plis pincés, au niveau de la Maurière et de la Grande Cloche. Les plis de la zone de Barles ne seront pas dépliés. De même, la demi-klippe de la Robine de la nappe de Digne ne le sera pas non plus, car provenant du Nord et n'étant pas comprise, *de facto*, dans l'avant-pays alpin.

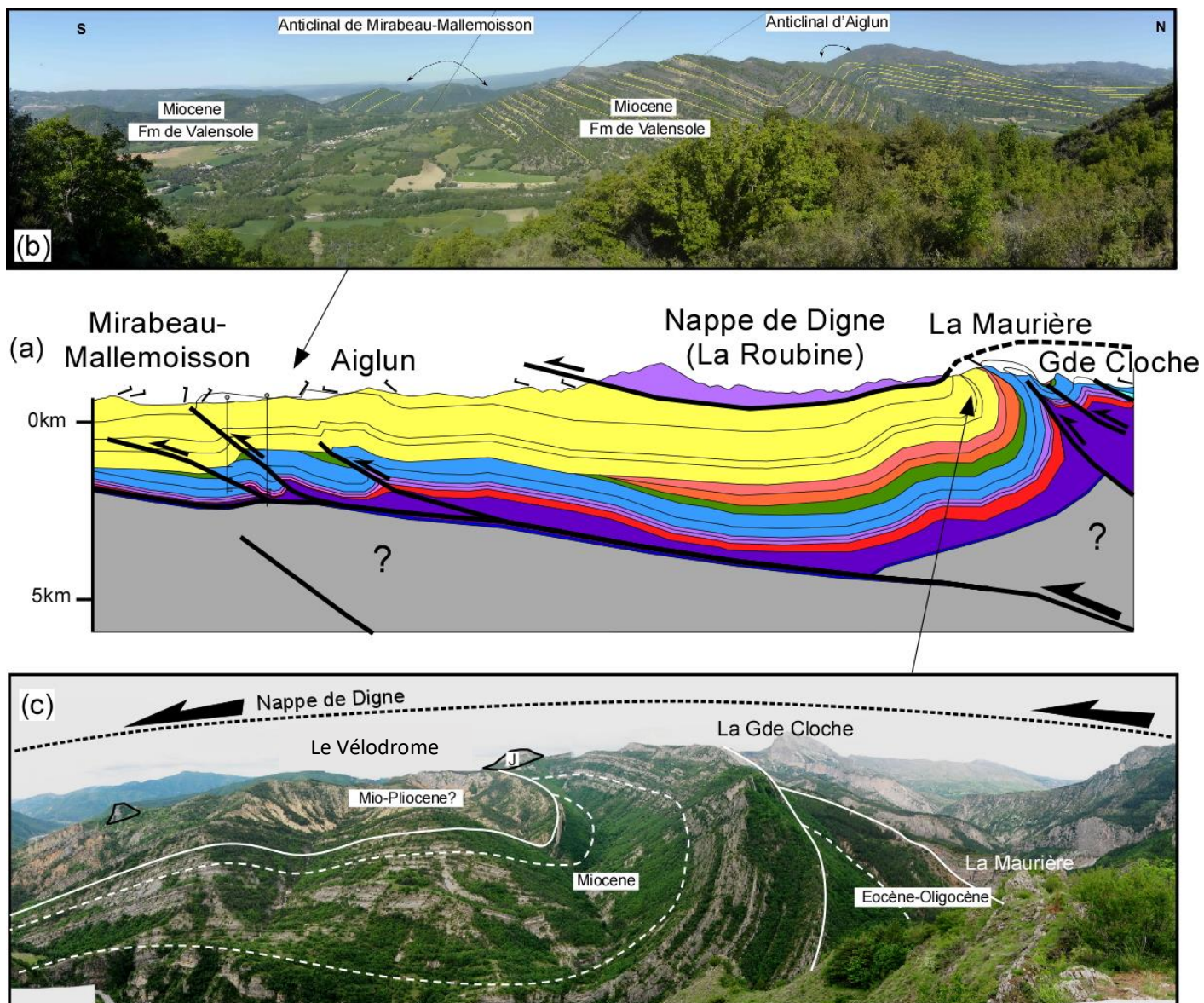


Figure 10 - Déformation des séries mio-pliocènes dans la partie Nord du bassin de Valensole. (a) détail de la coupe. (b) vue panoramique des plis de propagation de Mirabeau-Mallemois et d'Aiglun depuis la chapelle d'Aiglun. (c) Vue panoramique du Vélodrome d'Eslangon chevauché par la nappe de Digne aujourd'hui érodée (Modifié d'après Graham et al, 2012).



Figure 11 - Conglomérats syn-tectoniques d'âge Miocène supérieur structurés en discordance progressive au Nord du village de Thoard près du lieu-dit les Féraud. Ces dépôts enregistrent la mise en place de la nappe de Digne vers le Sud. La photo regarde vers le Sud-Est.

4.4. Chronologie des déformations

Dans la zone sud-provençale, on observe des dépôts syntectoniques paléogènes uniquement dans le synclinal de Rians (*Philip et al, 2017*). Ces dépôts enregistrent la mise en place des chevauchements d'Artigues et de Mont-Major. Au nord, la quasi-totalité des structures compressives sont scellées par des dépôts d'âge Miocène. Le seul indice de déformation post-miocène est visible au niveau du massif du Mont-Major et peut-être dans le diapir de Rians où les cartes géologiques indiquent des séries miocènes fortement basculées. Cependant, les conditions actuelles d'affleurement dans le diapir de Rians ne permettent pas d'observer les séries miocènes anciennement cartées comme déformées. Les séismes actuellement enregistrés dans cette zone (*Cushing et al, 2008*) montrent aussi une déformation active sous le diapir de Rians. Hormis la déformation récente du système Mont-Major/diapir de Rians et la sismicité actuelle, on peut considérer que la structuration des chevauchements de la zone sud-provençale est principalement d'âge pyrénéo-provençal (Campanien à Eocène).

Dans la zone du bassin de Valensole, les plis de propagation de Mirabeau-Mallemoisson et d'Aiglun, de par leur géométrie, sembleraient s'être déjà formés lors de la compression pyrénéo-provençale (*Dubois et Curnelle, 1978*). De même l'anticlinal de socle des Mées serait d'âge pyrénéo-

provençal. Les données de sismique réflexion montrent que les séries d'âge Mio-Pliocène du bassin de Valensole sont discordantes sur ces structures déjà existantes (*Dubois et Curnelle, 1978*). Une croissance précoce est aussi proposée pour les plis de la zone de Barles comme le montrent plusieurs biseaux sédimentaires dans les formations d'âge Eocène-Oligocène (*Gigot et al, 1974*). La réactivation des anticlinaux de la Maurière, de Mirabeau-Mallemoisson et d'Aiglun et la formation du pli de détachement de Lambruissier s'effectuent principalement à partir du Serravalien, suivie de la mise en place de la Nappe de Digne à la fin de Miocène ou au début du Pliocène (*Schwartz et al, 2017*). La propagation vers le Sud se poursuit encore aujourd'hui comme l'atteste la sismicité actuelle sous le bassin de Valensole et l'arc de Digne.

4.5. Restauration séquentielle et estimation des raccourcissements pyrénéo-provençal et alpin

Les dépôts syntectoniques et les surfaces d'érosions majeures couplés à la technique des coupes équilibrées nous ont permis de réaliser le modèle évolutif de la Fig. 12. La construction de la coupe à l'état actuel et sa restauration en séquences permettent de quantifier la déformation au cours du temps et dans l'espace. Le raccourcissement du socle ne peut être déterminé avec précision par manque de contraintes et de temps mais fera l'objet d'une étude future. Seul le raccourcissement dans la couverture a été estimé. La coupe équilibrée a été restaurée pour trois périodes clés de l'évolution du bassin (Fig. 12) : au Tithonien-Berriasien (état du système avant la compression pyrénéo-provençale) puis à la base du Miocène (après la compression pyrénéo-provençale et avant la compression alpine) et enfin au Serravalien (étape pendant la compression alpine). Nous avons calculé les valeurs de raccourcissement en considérant une pin-line (repère fixe) à l'extrémité sud du bassin de Valensole en prenant le toit du Jurassique comme repère pour les mesures de longueurs (régional connu).

La restauration base Miocène (Fig. 12c) montre un raccourcissement pyrénéo-provençal de 9.1 km dans la zone sud-provençale et de 1.1 km dans le bassin de Valensole (Les Mées, Mirabeau-Mallemoisson, Aiglun et La Maurière) soit un total de 10.2 km (soit 10%). A partir du Serravalien la déformation alpine commence à se propager dans le bassin de Valensole avec la réactivation des structures de La Maurière, Aiglun et Mirabeau-Mallemoisson (0.84 km de raccourcissement). Ces structures déforment les séries miocènes précédemment déposées dans le dépo-centre d'un système d'avant-pays classique (foredeep) se biseautant vers le sud sur un hypothétique bourrelet périphérique (forebulge). A la fin du Serravalien, la compression alpine continue de se propager vers le Sud mais essentiellement dans la partie Nord de la coupe avec un raccourcissement additionnel de 3.1 km. Le raccourcissement total alpin atteint ainsi 3.9 km (soit 4 %) entre la fin du Miocène et l'actuel le long de cette coupe. A cela, il faudrait ajouter le faible raccourcissement enregistré dans le diapir de Rians et le Mont-Major au Sud (< 100 m).

En résumé, le raccourcissement total N-S calculé le long de notre coupe pour les deux phases compressives atteint 14.1 km.

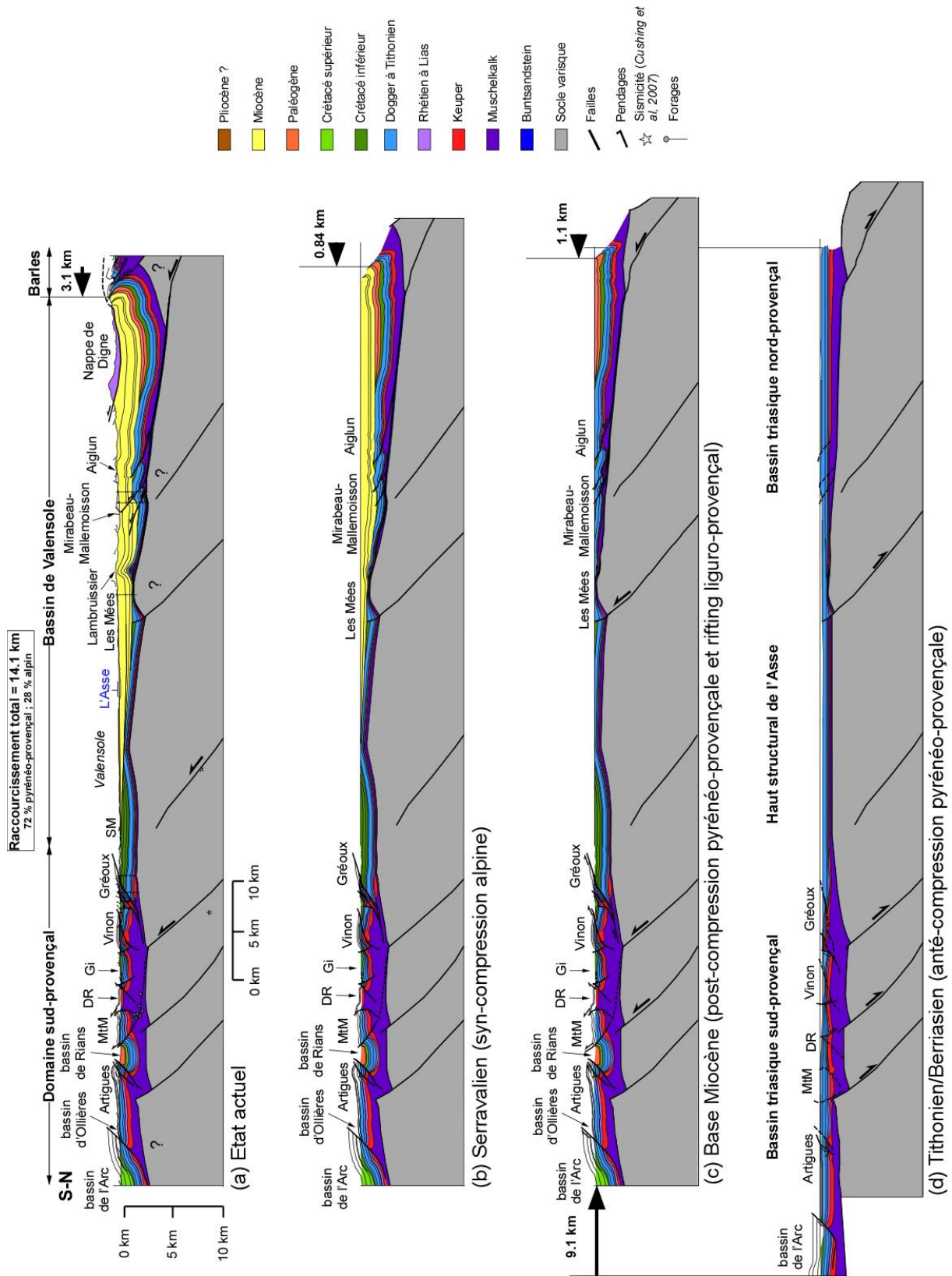


Figure 12 - Restauration séquentielle de la coupe équilibrée entre le bassin de l'Arc au Sud et la zone de Barles au Nord à travers le bassin de Valensole. (a) état actuel. (b) restauration au Serravalien. (c) restauration en base du Miocène. (d) restauration au toit des séries Tithonien-Berriasien. Voir explications et interprétations dans le texte de la séquence de déformation.

5. EVOLUTION TECTONIQUE ET STRUCTURATION DE L'AVANT-PAYS PYRENEO-ALPIN DE PROVENCE

Deux zones principales ont été identifiées lors des restaurations, situées de part et d'autre de la bande Verdon/limite Sud du bassin de Valensole. La partie méridionale se distingue par un raccourcissement essentiellement pyrénéen, tandis que dans la partie septentrionale, le raccourcissement, bien qu'initié par l'orogène des Pyrénées, a eu lieu principalement à l'alpin. Dans les deux cas, la déformation est influencée par des structures, aussi bien de socle que de couverture, héritées des évènements précédents.

5.1. Extensions anté-pyrénéennes

Le démantèlement de la Pangée structure de forts dépôts évaporitiques dans les zones basses créées par le jeu en failles normales lors de la formation de la marge. La charge sédimentaire qui s'accumule à partir du Rhétien entraîne le fluage des évaporites qui vont structurer les bassins sédimentaires. La restauration de la coupe à la limite Tithonien-Berriasien met en évidence la présence de deux bassins triasiques séparés par le haut structural de l'Asse : un bassin sud, épais et déformé par de nombreuses failles de socle et associé à du diapirisme et à la formation de dômes et mini-bassins au Jurassique et peut être au Berriasien (future zone sud-provençale) ; un bassin nord qui forme un prisme qui s'ouvre vers le nord et qui se biseaute au niveau des Mées (future zone des chevauchements alpins). Si la faille d'Ollières ne semble pas forcément liée à une faille de socle, c'est le cas pour toutes les autres unités de manière non continue par transposition et accommodation de la déformation par les unités salifères. L'unité de la montagne d'Artigues, de faible épaisseur de Lias, pourrait se superposer à un appareil salifère imposé par la topographie du socle et les charges sédimentaires des deux unités Nord et Sud, dont les bordures biseautées leur donnent une allure en mini-bassins. C'est particulièrement le cas pour le bassin de Rians. Il en est de même au Nord du Mont-Major, où les dépôts jurassiques viennent s'amincir au sommet du dôme diapirique de Rians, probablement en association avec une faille de socle, mais aussi pour le bassin de Ginasservis. Une structure salifère de type dôme pourrait s'être développée entre les unités de Vinon et de Gréoux en association avec une faille normale de couverture à pendage sud opposée à la faille de socle sous-jacente. Cette faille normale affectant la couverture sédimentaire jurassique pourrait être une normale synsédimentaire jurassique accommodant la mise en place du dôme.

5.2. Compression pyrénéenne

La phase pyrénéenne se concentre particulièrement dans la zone sud-provençale qui se superpose au bassin triasique sud provençal (Fig. 12). L'inversion des unités de socle est mineure mais contrôle les décollements dans le Trias provenant du Sud et de la butée de l'écaille de socle détachant le bassin de l'Arc vers le Nord (*Espurt et al*, 2012). Ce déplacement contrôle par propagation et accommodation dans les décollements évaporitiques la structuration de toute cette zone, où la couverture se découple du socle avec un différentiel de 8 km de raccourcissement. Les chevauchements d'Artigues

et Vinon décapitent des dômes mésozoïques. Le fluage du sel et le serrage tectonique induisent la mise en place du diapir de Rians. Le bassin de Rians se comporte en mini-bassin intra-montagneux et est rempli de matériel du Crétacé supérieur et du Paléogène, décrit par *Philip et al (2017)*. On retrouve de l'Eocène syn-tectonique sous le chevauchement de Vinon. Au Nord, la restauration fait apparaître une mise en place possible des anticlinaux de Mirabeau-Mallemoisson et Aiglun dès la phase de compression pyrénéo-provençale. L'unité de socle des Mées est inversée. La phase pyrénéo-provençale est marquée par la distribution de la déformation en Provence méridionale en de nombreuses unités décollées sur le Trias avec un fort héritage structural de socle. Ce contrôle n'est pas favorable à la mise en place d'un bassin d'avant-pays *sensu stricto (Roure et Colletta, 1996)*.

5.3. Phase extensive liguro-piémontaise

Si l'impact de cette phase sur notre coupe n'est pas établi du fait de l'absence de dépôt Oligocène à proximité de la coupe étudiée, elle n'est pour autant pas négligeable. Un certain nombre de bassins extensifs existent en effet (*Angelier, 1971 ; Philip et al, 2017 ; Fig. 13*). Ils peuvent être associés au vu de leurs directions dans l'aire La Verdrière-Barjols au fonctionnement diapirique durant le rifting, lors duquel les dépôts oligocènes se déposent en discordance dans des grabens NNW-SSE. Les bassins de Quinson et de Bauduen, de même orientation, sont sans doute synchrones mais n'ont pas conservé l'enregistrement sédimentaire oligocène.

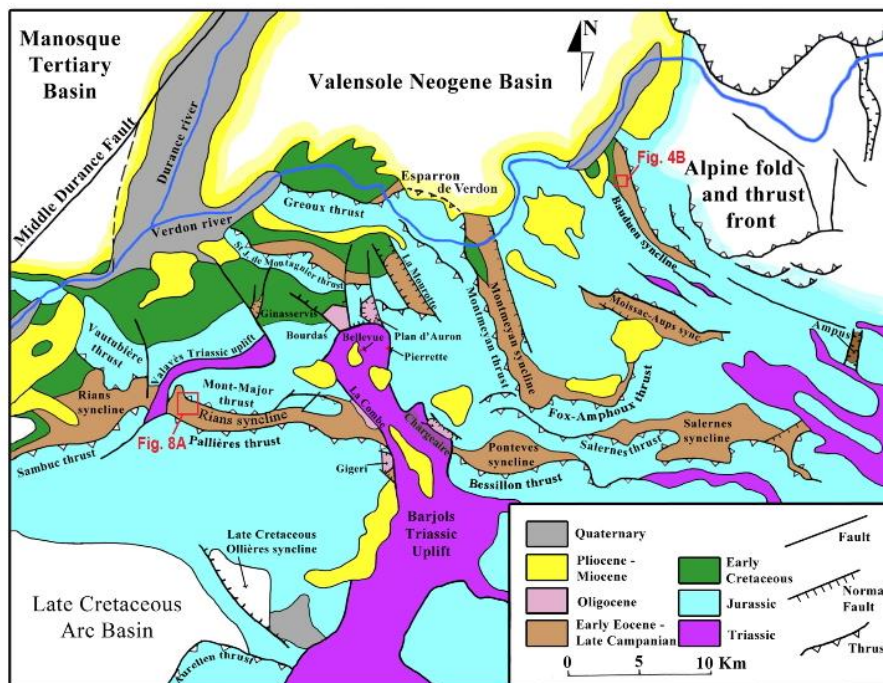


Figure 13 - Carte structurale simplifiée de la Basse-Provence mettant en évidence les bassins oligocènes (*Philip et al, 2017*)

5.4. Phase alpine

Après l'initiation de l'orogène alpin, au Serravalien, la Basse-Provence septentrionale ne semble pas impactée par la propagation du front alpin. Le remplissage type de bassin d'avant-pays du bassin de Valensole a lui bien débuté (Fig. 12). Il s'organise sous forme d'un *foredeep* au Nord discordant sur toutes les séries antérieures, au remplissage limité par un *forebulge* à l'aplomb de la ville actuelle de Valensole. La zone pyrénéo-provençale n'enregistre apparemment pas de système *backbulge*. L'extrémité Nord, au niveau du Vélodrome, prend déjà une forme synclinale, affectée par la migration du front alpin. Le Langho-Serravalien en vallée des Duyes enregistre bien cet événement, avec la mise en place de biseaux sédimentaires progressifs (Ravin de Mauduech par exemple ; *Haccard et al*, 1989), mais aussi localement de *growth-strata* imposantes au Serravalo-Tortonien (Fig. 11) quand le Langhien se déposait auparavant en milieu marin plus profond. Le déplacement vertical des unités et l'avancée vers le Sud des Alpes se fait donc à une vitesse conséquente à ce moment. Les anticlinaux de Mirabeau-Mallemoisson et Aiglun commencent peut-être à rejouer à ce moment.

Le remplissage miocène continue au Tortonien et au début du Messinien. Le bassin en éventail de la vallée des Duyes se termine en continuité par des conglomérats de l'unité 1 de Valensole tortono-messinienne, avec des galets principalement issus de formations liasiques. Il est donc possible que la nappe de Digne débute son mouvement à cette période. L'anticlinal de Lambruissier est déjà en place au Pliocène, comme en attestent les marnes d'Ajoncs : sa formation doit être aussi datée de la fin du Miocène. Le coeur du pli est formé par un bourrage de sel issu du détachement sur les évaporites à son initiation, peut-être contrôlé par la géométrie du flanc Nord du horst des Mées.

La partie Sud de la coupe est principalement structurée au pyrénéen comme nous l'avons noté, à l'exception des unités associées au diapirisme. Les bassins oligocènes de Gigeri et de la Combe (Fig. 13), au contact occidental du diapir de La Verdière, subissent eux aussi une forte déformation postérieure à leur mise en place (*Angelier et Aubouin*, 1976). A l'extrémité Nord et dans l'alignement structural du diapir, les bassins syn-rifts de Bourdas et du Plan d'Auron soulignent un serrage relativement important (*Angelier*, 1971), mais difficilement quantifiable. Latéralement de la coupe, les dépôts miocènes sommitaux des diapirs de Barjols/La Verdière et de Rians dans la plaine de Valavès montrent des pendages témoignant d'une activité diapirique syn à post-miocène. A l'inverse, le Miocène entre Vinon et Ginasservis, dans la gouttière des Maurras ou encore à Tavernes, ne présente pas de pendages significatifs, inférieurs à 10°. Or, près des Maurras, des foresets d'un tel ordre de grandeur sont parfaitement visibles, tandis qu'entre Vinon et Ginasservis ou au Nord de St-Julien-le-Montagnié, les dépôts paraissent plutôt draper en discordance des reliefs préexistants. Il apparaît donc que le Miocène de Basse-Provence est déformé uniquement s'il est lié à du diapirisme, en accord avec *Menessier* (1959).

6. DISCUSSION

6.1. Une contrainte du socle incertaine

Le socle est très mal contraint dans la zone étudiée. Un profil aéromagnétique nous donne sa profondeur dans la région de Rians, de la sismique dans la région des Mées avec un forage, un puits à Gréoux et un autre à Mirabeau-Mallemoisson. A part ces quelques points déterminant la profondeur du toit du socle, cette dernière n'est pas connue en continu le long de la coupe. Des données supplémentaires, notamment en Basse-Provence, seraient nécessaires : elles permettraient notamment de mieux caractériser les relations avec le diapirisme et l'épaisseur des formations évaporitiques triasiques, très incertaines au niveau de Ginasservis/Vinon par exemple. Des lignes sismiques existent dans la zone, mais seulement une partie est en cours de retraitement tandis que des lignes longitudinales au plateau de Valensole ne sont pas disponibles.

La structuration interne du socle est encore plus incertaine. La sismicité nous permet de supposer une faille de socle à l'aplomb de Valensole (*Cushing et al*, 2008), et une autre sous Vinon avec un séisme en latéral de la coupe. A part la faille des Mées de *Dubois et Curnelle* (1978) qui laisse peu de place au doute, les vergences sont établies par extrapolation des structures des Maures, où les accidents E-W sont majoritairement à pendage fort vers le Nord (*e.g. Toutin-Morin et al*, 1992 ; *Rollet et al*, 2002 ; *Rolland et al*, 2009) si l'on excepte l'accident de Tanneron fermant le graben du Bas-Argens. L'existence d'un réel horst près de la ville de Valensole, avec une faille permo-carbonifère à pendage Sud dans la zone de Gréoux et la faille des Mées au Nord, pourrait expliquer le haut-structural existant et la faiblesse voire l'inexistence des dépôts mésozoïques et paléogènes dans la moitié méridionale du bassin de Valensole. De même, une telle faille n'est pas contradictoire avec la déformation de couverture pyrénéenne en Basse-Provence, en servant de butée Nord, d'où l'empilement structural de Vinon-Gréoux.

6.2. Style et distribution de la déformation pyrénéenne

Nous mettons ici en évidence une déformation *thin-skin* en Basse-Provence septentrionale durant l'orogène des Pyrénées avec un décollement situé dans les évaporites du Trias. Si cela n'est pas opposé à la mise en place d'un prisme d'accrétion en aval de la chaîne, quand la partie plus en amont est en *thick-skin*, et qu'il est certain que le raccourcissement de couverture est largement dominant ici, sans une meilleure contrainte du socle et une réelle quantification de son raccourcissement, il est impossible d'assurer pleinement que la part *thick-skin* est totalement négligeable (*Bestani et al*, 2016 ; *Espurt et al*, 2019).

Concernant le bassin de Valensole, notre restauration semble indiquer une initiation de la déformation au pyrénéen dans les anticlinaux de Mirabeau-Mallemoisson et d'Aiglun. Un biais de dépliage sur ces structures emboîtées en rampes n'est pas à exclure. Toutefois, il est établi que des plis anté-oligocènes existent plus au Nord dans les unités de la Nappe de Digne (*Gigot et al*, 1974), attestant d'une propagation très distante au Nord de l'orogène pyrénéen.

6.3. Chronologie de la mise en place de la nappe de Digne et structure en profondeur

Si la structuration et les environnements de dépôt des formations de l'Helvétien dans la vallée des Duyes attestent d'un *foredeep* progressant rapidement vers le Sud à cet époque, l'unité 1 de Valensole

serravalo-tortonienne dans la même zone avec la dominante de galets liasiques montre un état avancé de l'érosion des structures plus internes des Alpes. L'Helvétien peut donc être considéré comme concomitant de l'initiation de la nappe de Digne. Ses déformations internes, des plis d'interférences notamment, témoignent cependant de l'état consolidé au moment de la mise en place de l'unité de la Robine. *Hippolyte et al* (2011) ont pu restreindre encore cet intervalle via l'étude de paléo-rivières et des canyons de la crise messinienne et du Zancléen : cette unité vient chevaucher le bassin de Valensole après le creusement des canyons messiniens, mais avant la phase zancléenne. Il apparaît donc que la Robine se met en place au Pliocène précoce. Ces mêmes auteurs ont également confirmé une déformation quaternaire hors-séquence de la nappe de Digne par le décalage de canyons le long de la faille du Bès. Si une rotation des structures du bassin est envisageable, il l'est aussi de proposer que la déformation compressive du bassin de Valensole n'est à ce moment plus active.

Concernant la structure en profondeur des unités sous-jacentes à la Robine et au Vélodrome d'Esclangon, si les auteurs s'accordent généralement sur l'idée d'une écaille de socle « bulldozer » venant tout compresser du Nord (*Goguel*, 1944 ; *Gigot et al*, 1974 ; *Fournier et al*, 2008 ; *Graham et al*, 2012), on peut constater certaines divergences. *Graham et al* (2012) proposent un écaillage de la couverture sous le Vélodrome (Fig. 14). Si l'épaisseur des niveaux sédimentaires est sans doute réellement importante au regard du passé en bassin flexural du bassin de Valensole, il semble que ces auteurs surestiment la profondeur du socle en contradiction avec la profondeur de socle estimée par *Schwartz et al* (2017). Nous avons donc choisi ici un modèle basé sur les interprétations plus traditionnelles, tout en tenant compte des corrections chronologiques effectuées depuis les travaux de MM. Goguel et Gigot.

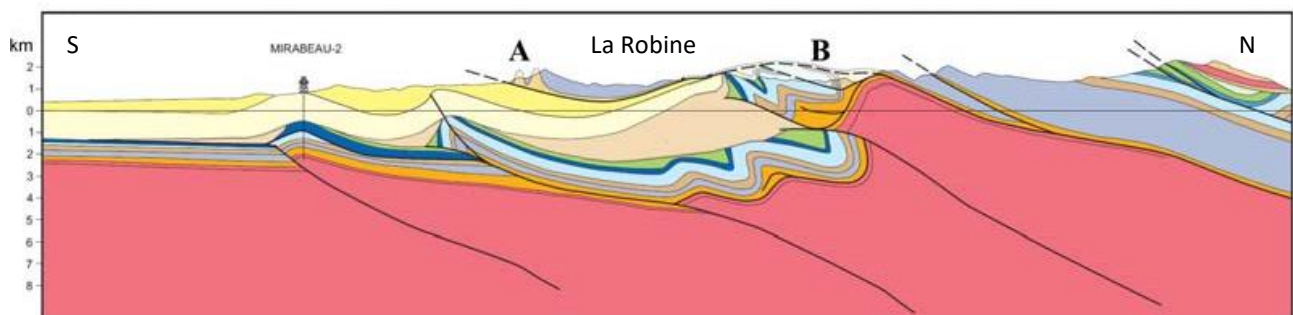


Figure 14 - Coupe du substrat de la Robine d'après *Graham et al* (2012).

6.4. Préservation du bassin de Valensole et de la Basse-Provence septentrionale

Il convient enfin de se demander pour quelles raisons le bassin de Valensole est si peu déformé par l'orogène alpin relativement aux deux unités les bordant à l'Est à l'Ouest. La position haute du socle sous le bassin de Valensole peut apporter des éléments de réponse, en servant de butée à la déformation alpine et dans la transmission de la déformation crustale vers le Sud. Si dans un premier temps, les contraintes sont telles que le front alpin s'amortit avec la formation des plis de Lambruissier, Mirabeau-Mallemoisson et Aiglun grâce à des décollements dans les évaporites triasiques, ainsi qu'en mettant en place l'unité de la Robine issue de la nappe de Digne au Miocène/début Pliocène, les déformations depuis lors ne semblent pas être conséquentes. En conséquence, la Basse-Provence septentrionale paraît ne pas subir non plus de déformation du fait de la présence du bouclier crustal qu'est l'unité de Valensole (Fig. 15).

Dans un second temps, il est bien acquis désormais que les unités aux bordures, les arcs Nord-Provençaux et de Digne-Castellane, dont la base de la pile sédimentaire est évaporitique, continuent leur propagation (*Le Pichon et al, 2010 ; Hippolyte et al, 2011*) le long de grandes structures décrochantes : Faille de la Moyenne-Durance à l'Ouest, du Bès à l'Est. L'orientation de ces structures faillées permet la concentration de la déformation aux extérieurs du bassin de Valensole. En Basse-Provence, il apparaît cartographiquement que les deux arcs viennent se propager en provenance du Nord-Est et du Nord-Ouest. Ceci peut ajouter à la théorie de la tectonique gravitaire ou à un transfert latéral par accommodation des unités plus avancées.

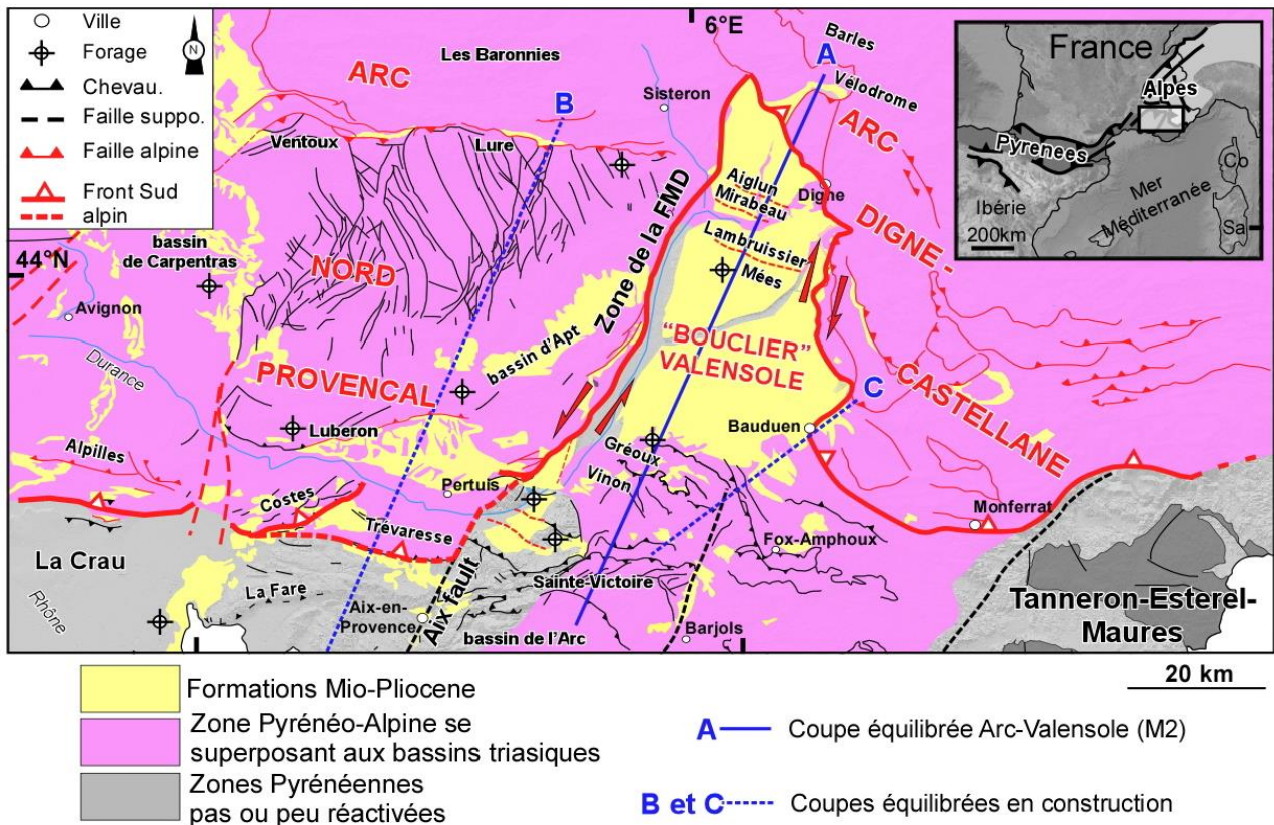


Figure 15 - Modèle géodynamique et paléogéographique expliquant la propagation de la déformation alpine vers le Sud en Provence. On peut voir que le front Sud de déformation alpine se superpose aux bassins évaporitiques triasiques. Le haut structural de Valensole qui ne présente pas de série triasique permettant le décollement des séries mésozoïques agit comme un « bouclier » sur la propagation des chevauchements. Le seul moyen pour expliquer la réactivation de structures plus au Sud (Diapir de Rians-Mont-Major et Sud des régions du bassin de l'Arc et de Barjols), est de supposer un décollement intra-crustal sous le bassin de Valensole, un raccourcissement provenant du Sud en relation avec la géodynamique globale Eurasie/Afrique ou bien une activité diapirique autonome liée à la charge sédimentaire.

6.5. Tectonique active

Dans le cas précédent, comment expliquer l'activité à proximité des diapirs de Rians et La Verdrière, ou encore la sismicité sous Valensole ? Concernant les diapirs, les phénomènes d'accommodation de la déformation provenant des Alpes peuvent éventuellement transférer et concentrer la déformation dans les niveaux évaporitiques, exhumés donc pouvant fluer aisément dans des structures précédemment déformées et favorables.

Toutefois, cela n'explique pas la sismicité sous Valensole. Il peut alors s'agir d'une déformation crustale alpine toujours active. A l'opposé, et dans une échelle géodynamique plus globale, cette activité peut résoudre de la remontée vers le Nord de la plaque africaine (*Bergerat, 1987*), qui réactiverait en prisme intercutané une structure héritée.

7. CONCLUSION

Aussi faible au regard de la chaîne alpine soit-elle, la déformation alpine s'est exercée sur le bassin de Valensole notamment via des structures héritées du socle telles que la faille des Mées. Le raccourcissement alpin, à hauteur de 3.9 km, se concentre sur ce bassin, très peu affecté par la phase pyrénéo-provençale, elle-même dominante en Basse-Provence septentrionale et d'environ 10.2 km. Cette dernière déformation s'apparente principalement à des décollements de couverture impulsés par une tectonique de socle plus méridionale, et qui viennent structurer les unités en fonction du diapirisme et de la disposition préalable des unités de socle, elles-mêmes apparemment peu raccourcies mais contrôlant via la paléogéographie mésozoïque la mise en place du diapirisme des évaporites triasiques. La déformation totale représente 14.1 km.

La relation de cette zone de l'avant-pays pyrénéo-alpin de Provence avec le front alpin n'est toujours pas clairement établie, bien que précisée. Une coupe équivalente à travers l'arc Nord-Provençal à l'Ouest est en cours de réalisation, appuyée par davantage de données de sous-sol, afin d'établir un parallèle de comparaison et de mettre à jour de la coupe de *Bestani et al (2016)*. De même, une troisième coupe dans la région du Verdon vers l'Est, recoupant le diapir de Barjols, les structures oligocènes et le bassin de Montmeyan, est en passe de se terminer (Fig. 16). Elle permettra d'établir l'influence réelle de la phase liguro-provençale, et de mieux caractériser la structure de la Basse-Provence septentrionale par une vision 3D.

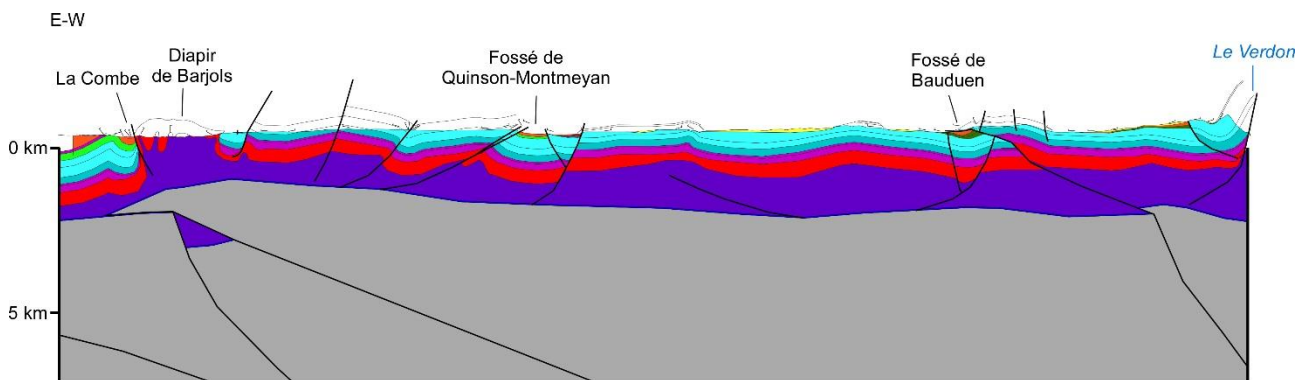


Figure 26 - Coupe de Bauduen E-W des bassins oligocènes. (Coupe « C » localisée sur la Fig. 15)

8. BIBLIOGRAPHIE

- AGUILAR, J.-P. et CLAUZON, G., 1981, *Découverte de trois nouveaux gisements à rongeurs d'âge miocène en Provence nord-orientale. Implications géodynamiques et paléogéographiques*, C. R. Acad. Sc. Paris, t.292, p 909-912
- ANGELIER, J., 1971, *La partie septentrionale de la bande triasique de Barjols (Var)*. Thèse de 3e cycle, Paris. Première partie, 194 p.
- ANGELIER, J., AUBOUIN, J., 1976, *Contribution à l'étude géologique des bandes triasiques provençales : de Barjols (Var) au bas Verdon*. Bulletin du BRGM, (2), I, n° 3, 187-217.
- BEAUDOUIN, B., GIGOT, P., HACCARD, D., 1970, *Flysch et Molasse, approche sédimentologique*, Bull. Soc. Géol. de France (7), Xii, n°4, p. 664-672.
- BEAUDOUIN, B., CAVELIER, C., HACCARD, D., LANTEAUME, M., PERRIN, M., 1966, *A propos de l'âge des molasses de Tanaron (Basses-Alpes) : la redécouverte du gisement de Cérites et ses conséquences structurales*, Bull. Soc. Géol. de France (7), VIII, p 458-460.
- BESSON, D., 2005, *Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France). Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays*, Thèse, Ecole des Mines de Paris – ParisTech, 438 p.
- BERGERAT, F., 1987, *Paléo-champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne au front de l'orogène alpin*, Bull. Soc. Géol. Fr., 8, III, n°3, 611-620.
- BESTANI, L., ESPURT, N., LAMARCHE, J., FLOQUET, M., PHILIP, J., BELLIER, O., HOLLENDER, F., 2015. *Structural style and evolution of the Pyrenean-Provence thrust belt, SE France*, Bull. Soc. Géol. Fr., 186, 223–241.
- BESTANI, L., ESPURT, N., LAMARCHE, J., BELLIER, O., HOLLENDER, F., 2016, *Reconstruction of the Provence Chain evolution, southeastern France*, Tectonics, 35, <http://dx.doi.org/10.1002/2016TC004115>.
- BOYER, S. E., ELLIOTT, D., 1982, *The geometry of thrust systems*, AAPG Bull., 66, 1196–1230.
- BROCARD, C., PHILIP, J., 1989. *Précisions stratigraphiques sur le Trias de la Provence orientale : conséquences structurales et paléogéographiques*, Géologie de la France, 3, 27-32.
- BROCARD, C., 1991, *La plate-forme provençale au Trias moyen : un modèle de rampe carbonatée en milieu restreint*. Thèse de l'Université de Provence. 227 p. XIII pl.
- BUROV, E.B., 2015, *Plate Rheology and Mechanics* dans *Treatise on Geophysics (second edition)*, chapitre 6.03, vol.6: Crustal and Lithosphere Dynamics.
- CHAMPION, C., CHOUKROUNE, P., CLAUZON, G., 2000, *La déformation post-Miocène en Provence Occidentale*, Geodinamica Acta 13 (2000) 67–85.
- CLAUZON, G., 1975, *Sur l'âge villafranchien du chevauchement subalpin au droit de Puimoisson (Alpes-de-Haute-Provence)*, C.R. Acad. Sci., Paris, **280**, 2433-2436.
- CLAUZON, G., AGUILAR, J.-P., MICHAUX, J., 1989, *Relation temps-sédimentation dans le Néogène méditerranéen français*, Bull. Soc. Géol. de France (8), t. V, p. 361-372.
- CLAUZON, G., 1996, *Limites de séquences et évolution géodynamiques*, Géomorphologie : Relief, processus, environnement, 1996, n°1, p. 3-22.
- CLAUZON, G., 1998, *L'impact des variations eustatiques du bassin de Méditerranée occidentale sur l'orogène alpin depuis 20 Ma*, Et. Géogr. Phys. n°XXVIII, Actes du colloque « La montagne méditerranéenne ».

- CLERC, C., LAHFID, A., MONIÉ, P., LAGABRIELLE, Y., CHOPIN, C., POUJOL, M., BOULVAIS, P., RINGENBACH, J.-C., MASINI, E., DE SAINT-BLANQUAT M., 2015, *High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean paleo-passive margin*, Solid Earth.
- COLOMB, E., DURAND, J.-P., ROUIRE, J., 1969, Notice explicative de la feuille AIX-EN-PROVENCE à 1/50 000, BRGM.
- COUËFFÉ, R., TESSIER, B., GIGOT, P., BEAUDOUIN, B., 2004, *Tidal rhythmites as possible indicators of very rapid subsidence in a foreland basin: an example from the Miocene marine molasse formation of the Digne foreland basin, SE France*, Journal of Sedimentary research, vol. 74, n°6, p 746-759.
- COWARD, M. P., 1996, *Balancing sections through inverted basins*, Geol. Soc. Spec. Pub., 99, 51–77.
- CUSHING, E. M., BELLIER, O., NECHTSCHHEIN, S., SEBRIER, M., LOMAX, A., VOLANT, P., DERVIN, P., GUIGNARD, P., BOVE, L., 2008. *A multidisciplinary study of a slow-slipping fault for seismic hazard assessment: The example of the Middle Durance Fault (SE France)*, Geophys. J. Int., 172, 1163–1178, <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03683.x>.
- DAHLSTROM, C. D. A., 1969, *Balanced cross-sections*, Can. J. Earth Sci., 6(4), 743–757.
- DELFAUD, J., TOUTIN-MORIN, N., MORIN, R., 1989. *Un cône alluvial en bordure d'un bassin intramontagneux : La formation permienne du Rocher de Roquebrune (Bassin du Bas-Argens, Provence orientale)*, C. R. Acad. Sci., Ser. II: Mec., Phys., Chim., Sci. Terre Univers, 309, 1811–1817.
- DEMARCO, G., MAGNE, J., ANGLADA, R., CARBONNEL, G., 1974, *Le Burdigalien stratotypique de la Vallée du Rhône : sa position biostratigraphique*, B.S.G.F., (7), XVI, 1974, n°5, p. 509-515.
- DUBAR, M., 1984, *Chronologie et signification des dépôts continentaux du Néogène supérieur du bassin de Riez-Valensole (Alpes-de-Haute-Provence, France)*, Bull. Soc. géol. Fr., (7), **XXVI**, 971-978.
- DUBOIS, P. et CURNELLE, R., 1978, *Résultats apportés par le forage les Mées no. 1 sur le plateau de Valensole (Alpes de Haute-Provence)*, C. R. Soc. Géol. Fr., 4, 181-184.
- DURAND, J.-P., GUIEU, G., MENNESSIER, G., ROUIRE, J., DAMIANI, L., FERAUD, J., DUROZOY, G., 1979, Notice explicative de la feuille BRIGNOLLES à 1/50 000, BRGM.
- ESPURT, N., HIPPOLYTE, J.-C., SAILLARD, M., BELLIER, O., 2012. *Geometry and kinematic evolution of a long-living foreland structure inferred from field data and cross section balancing, the Sainte-Victoire system, Provence, France*: Tectonics, v. 31, p. TC4021, <http://dx.doi.org/10.1029/2011TC002988>.
- ESPURT, N., WATTELLIER, F., PHILIP, J., HIPPOLYTE, J.-C., BELLIER, O., BESTANI, L., 2019, *Mesozoic halokinesis and basement inheritance in the eastern Provence fold-thrust belt, SE France*, Tectonophysics, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.04.027>
- FORD, M., STAHEL, U., 1995, *The geometry of a deformed carbonate slope-basin transition : The Ventoux-Lure fault zone, SE France*, Tectonics, vol. 14, n°5, pp 1393-1410.
- FOURNIER, M., AGARD, P., PETIT, C., 2008, *Micro-tectonic constraints on the evolution of the Barles half-window (Digne nappe, southern Alps). Implications for the timing of folding in the Valensole foreland basin*, Bull. Soc. géol. Fr., 2008, t. 179, no 6, pp. 551-568
- FOSSEN, H., 2010, *Structural Geology*, Cambridge University Press.
- GARIBALDI, C. GUILLOU-FROTTIER, L., LARDEAUX, J.-M., BOUCHOT, V., 2010, *Combination of Numerical Tools to Link Deep Temperatures, Geological Structures and Fluid Flow in Sedimentary Basins*:

- Application to the Thermal Anomalies of the Provence Basin (South-East France)*, Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010.
- GIGOT, P., GRANDJACQUET, C., HACCARD, D., 1974, *Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène*, B.S.G.F., 7, XVI, n°2.
- GIGOT, P., THOMEL, G., COLOMB, E., DUBAR, M., DUROZOY, G., DAMIANI, L., 1981, *Carte géologique de la France à 1/50.000. FORCALQUIER*. Notice explicative, 27 p.
- de GRACIANSKY, DUROZOY, G., GIGOT, P., 1982, Notice explicative de la feuille DIGNE à 1/50 000, BRGM.
- de GRACIANSKY, P.-C., LEMOINE, M., 1988. *Early Cretaceous tectonics in the southwestern French Alps: a consequence of North-Atlantic rifting during Tethyan spreading*. Bull. Soc. géol. Fr., 8, IV, 5, 733-737.
- GOGUEL, J., 1944, *La tectonique de fond dans la zone externe des Alpes*, B.S.G.F., 5, XIV, p. 201-218.
- GOUVERNET, C., ROUIRE, J., ROUSSET, C., 1970, Notice explicative de la feuille PERTUIS à 1/50 000, BRGM.
- GRAHAM, R., JACKSON, M., PILCHER, R., KILSDONK, B., 2012, *Allochthonous salt in the sub-Alpine fold-thrust belt of Haute Provence, France*, Geological Society, London, Special Publications 2012, v.363, p595-615, doi: 10.1144/SP363.30.
- GREGOIRE, J.-Y., BELLEVILLE, J.-M., PACHOUD, A., SAVORNIN, J., DORKEL, A., 1966, Notice explicative de la feuille REILLANNE à 1/50 000, BRGM.
- GUIGNARD, P., BELLIER, O., CHARDON, D., 2005, *Géométrie et cinématique post-oligocène des failles d'Aix et de la moyenne Durance (Provence, France)*, C. R. Geoscience 337 (2005) 375–384.
- GUYONNET-BENAIZE, C., LAMARCHE, J., HOLLENDER, F., VISEUR, S., MÜNCH, P., BORGOMANO, J., 2015. *Three-dimensional structural modeling of an active fault zone based on complex outcrop and subsurface data: The Middle Durance Fault Zone inherited from polyphase Meso-Cenozoic tectonics (southeastern France)*, Tectonics, 34, 265–289, <http://dx.doi.org/10.1002/2014TC003749>.
- HACCARD, D., BEAUDOUIN, B., GIGOT, P., JORDA, M., 1989, Notice explicative de la feuille LA JAVIE à 1/50 000, BRGM.
- HINSCH, R., 2013, *Laterally varying structure and kinematics of the Molasse fold and thrust belt of the Central Eastern Alps: Implications for exploration*, AAPG Bulletin, v. 97, n°10, pp 1805-1931.
- HIPPOLYTE, J.-C., ANGELIER, J., NURY, D., BERGERAT, F., GUIEU, G., 1993, *Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France*, Tectonophysics, 226, 15–35, [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90108-V](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(93)90108-V).
- HIPPOLYTE, J.-C. et DUMONT, T., 2000, *Identification of Quaternary thrusts, fold and faults in a low seismicity area: examples in the Southern Alps (France)*, Terra Nova, 12, 156-162.
- HIPPOLYTE, J.-C., CLAUZON, G., SUC, J.-P., 2011, *Messinian-Zanclean canyons in the Digne nappe (southwestern Alps): tectonic implications*, Bull. Soc. géol. Fr., 2011, t. 182, no 2, pp. 111-132
- HIPPOLYTE, J.-C., BERGERAT, F., GORDON, M.B., BELLIER, O., ESPURT, N., 2012, *Keys and pitfalls in mesoscale fault analysis and paleostress reconstructions, the use of Angelier's methods*, Tectonophysics 581 (2012) 144–162.
- HOLYOKE, C.W. III et TULLIS, J., 2006, *Formation and maintenance of shear zones*, Geology, vol. 34, No. 2, p. 105-108.

- HUDEC, M. R. et JACKSON, M. P. A., 2007, *Terra Infirma: Understanding Salt Tectonics*, Earth-Science Reviews 82, 1–28.
- HUDEC, M. R. et JACKSON, M. P. A., 2009, *Interaction between spreading salt canopies and their peripheral thrust systems*, Journal of Structural Geology, 31 1114–1129.
- JAMISON, W. R., 1987, *Geometric analysis of fold development in overthrust terranes*, Journal of Structural Geology, v. 9, p. 207–219.
- JOURDON, A., ROLLAND, Y., PETIT, C., BELLAHSEN, N., 2014, *Style of Alpine tectonic deformation in the Castellane fold-and-thrust belt (SW Alps, France): Insights from balanced cross-sections*, Tectonophysics 633, 143-155.
- KERCKHOVE, C., ROUX, M., 1978, Notice explicative de la feuille MOUSTIERS-STE-MARIE à 1/50 000, BRGM.
- LACOMBE, O., MOUTHEREAU, F., 2002. *Basement involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees)*, Tectonics, 21(4), 1030, <http://dx.doi.org/10.1029/2001TC901018>.
- LACOMBE, O., JOLIVET, L., 2005, *Structural and kinematic relationships between corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny*. Tectonics, 24, TC 1003, <http://dx.doi.org/10.1029/2004TC001673>.
- LACOMBE, O. et BELLAHSEN, N., 2016, *Thick-skinned tectonics and basement-involved fold–thrust belts: insights from selected Cenozoic orogens*, Geol. Mag. **153** (5/6), 2016, pp. 763–810.
- LAURENT, O., STEPHAN, J.-F., POPOFF, M., 2000, *Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales)*, Géologie de la France, n°3, pp. 33-65.
- LEMOINE, M., MENNESSIER, G., 1963, Notice explicative de la feuille SALERNES à 1/50 000, BRGM.
- LEMOINE, M., GRACIANSKY, P.C. de, TRICART, P., 2000, *De l'océan à la chaîne de montagnes. Tectonique des plaques dans les Alpes*, Paris, Gordon and Breach Science Publishers.
- LE PICHON, X., RANGIN, C., HAMON, Y., LOGET, N., LIN, J.Y., ANDREANI, L. and FLOTTE, N., 2010, *Geodynamics of the France Southeast Basin*, Bull. Soc. géol. Fr., 2010, t. 181, no 6, pp. 477-501.
- MASSE, J.-P., PHILIP, J., 1976, *Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence*, Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn., 2, 49–66.
- MENNESSIER, G., 1959. *Etude tectonique des confins alpino-provenc,aux entre le Verdon et l'Argens*. Mémoire de la Société géologique de France XXXVIII 4 (87), 1–174.
- MENNESSIER, G., 1966, Notice explicative de la feuille TAVERNES à 1/50 000, BRGM.
- MERCIER, H., 1979, *Le Néogène et le Pléistocène inférieurs duranciens*, Géologie Alpine, t. 55, p. 111-132.
- MERCIER, H., COLOMB, E., DESTOMBES, J.-P., GERVAIS, J., GIGOT, P., MENNESSIER, G., PHILIP, J., ROUIRE, J., 1972, Notice explicative de la feuille MANOSQUE à 1/50 000, BRGM.
- MOHN, G., MANATSCHAL G., BELTRANDO M., MASINI E., et KUSZNIR N., 2012, *Necking of continental crust in magma-poor rifted margins: Evidence from the fossil Alpine Tethys margins*, Tectonics, 31, TC1012, doi:10.1029/2011TC002961.
- MOUTHEREAU, F., WATTS, A. B. ET BUROV, E., 2013, *Structure of orogenic belt controlled by lithosphere age*, Nature Geosciences, 6(9), 785-789.

MOUTHEREAU, F., FILLEAUDEAU P.-Y., VACHERAT A., PIK R., LACOMBE O., FELLIN M. G., CASTELLTORT S., CHRISTOPHOUL F. et MASINI E., 2014, *Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence*, Tectonics, 33, doi:10.1002/2014TC003663.

PHILIP, J., 2012, *L'Exploration géologique de la Provence. Deux siècles et demi de débats et de controverses*. Presses des Mines, 978-2911256882.

PHILIP, J., VIANEY-LIAUD, M., MARTIN-CLOSAS, C., TABUCE, R., LEONIDE, P., MARGEREL, J. P., NOËL, J., 2017. *Stratigraphy of the Haut Var Paleogene continental series (Northeastern Provence, France): New insight on the age of the 'Sables bleutés du Haut Var' Formation*. Geobios, 50(4), 319-339

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., 2009, t. 180, no 3, pp. 217-230.

ROLLET, N., DÉVERCHÈRE, J., BESLIER, M.-O., GUENNOG, P., RÉHAULT, J.-P., SOSSON, M., TRUFFERT, C., 2002, *Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean*, Tectonics, vol. 21, n°3, 10.1029/2001TC900027.

ROUIRE, J., BLANC, J.-J., 1973, Notice explicative de la feuille SAULT-DE-VAUCLUSE à 1/50 000, BRGM.

ROURE, F., COLLETTA, B., 1996. *Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees and Alps, in Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands*, Mem. du Mus. Natl. Hist. Nat. 170, edited by P. A. Ziegler, 173–209, Mus. Natl. Hist. Nat., Paris.

SCHETTINO, A., TURCO, E., 2011. *Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic*, Geol. Soc. Am. Bull., 123, 89–105, <http://dx.doi.org/10.1130/B30064.1>.

SCHWARTZ, S., GAUTHERON, C., AUDIN, L., DUMONT, T., NOMADE, J., BARBARAND, J., PINNA-JAMME, R., van der BEEK, P., 2017, *Foreland exhumation controlled by crustal thickening in the Western Alps*, Geology, Vol. 45, n°2, P. 139-142.

SERANNE, M. BENEDICTO, A., TRUFFERT, C., PASCAL, G. & LABAUME, P. 1995, *Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: Role of the Pyrenean orogeny*. Marine and petroleum Geology, 12, 80%820.

SUPPE, J., 1983, *Geometry and kinematics of fault-bend folding*, Am. J. Sci., 283, 684–721, doi:10.2475/ajs.283.7.684.

SUPPE, J., ET MEDWEDEFF, D. A., 1990, *Geometry and kinematics of fault propagation folding*, Eclogae Geol. Helv., 83(3), 409–454.

TEMPIER, C., 1972, *Les faciès calcaires du Jurassique Provençal*, Thèse, Université Paul Cézanne, Aix-en-Provence

TEMPIER, C., 1987. *Modèle nouveau de mise en place des structures provençales*, Bull.Soc.Geol.Fr., 8, 533–540.

TOURAINÉ, F., 1967, *Les rapports de l'Oligocène avec les structures N-S du Nord-Varois*, Bull. Soc. Géol. De France, (7), IX, p 530-536.

TOURAINÉ, F., 1971. *L'Oligocène nord-varois sa position stratigraphique et sa signification dans la tectogenèse subalpine*. Annales Guéhard 47, 394–421.

TOUTIN-MORIN, N., BONIJOLY, D., BROCARD, C., DARDEAU, G., DUBAR, M., 1993, *Enregistrement sédimentaire de l'évolution post-hercynienne, en bordure des Maures et du Tanneron, du Carbonifère supérieur à l'Actuel*, Géologie de la France, n° 2, 3-22.

TOUTIN-MORIN, N., BONIJOLY, D., BROCARD, C., BROUTIN, J., CREVOLA, G., DARDEAU, G., DUBAR, M., FERAUD, J., GIRAUD, J.D., GODEFROY P., LAVILLE, P., MEINESZ, A., 1994, *Carte géologique de la France à 1/50.000. Fréjus- Cannes 2^e édition*. Notice explicative, 187 p.

VACHERAT, A., 2014, *Inversion d'une marge hyper-amincie : Contexte thermo-cinématique et interactions tectonique-érosion au Nord des Pyrénées*, These, Université Pierre et Marie Curie, Institut des Sciences de la Terre de Paris, 545 p.

VACHERAT, A., MOUTHEREAU F., PIK R., BELLAHSEN N., GAUTHERON C., BERNET M., DAUDET M., BALANSA J., TIBARI B., PINNA JAMME R. ET RADAL J., 2016, *Rift-to-collision transition recorded by tectonothermal evolution of the northern Pyrenees*, Tectonics, 35, 907–933, doi:10.1002/2015TC004016.

VILLEGER, M., ANDRIEUX, J., 1987. *Phases tectoniques post-éocènes et structuration polyphasée du panneau de couverture nord provençal (Alpes externes méridionales)*, Bull. Soc. Géol. Fr. III, 8(1), 147–156.