L'Exploration géologique de la Provence Deux siècles et demi de débats et de controverses

Jean Philip

▶ **To cite this version:**

Jean Philip. L'Exploration géologique de la Provence Deux siècles et demi de débats et de controverses. Presses des Mines, 2012, 978-2911256882. hal-01712855

HAL Id: hal-01712855
https://amu.hal.science/hal-01712855

Submitted on 6 Mar 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Jean Philip, *L'Exploration géologique de la Provence, deux siècles et demi de débats et de controverses*, Paris : Presses des MINES, collection Histoire, sciences et sociétés, 2012.

© Presses des MINES - TRANSVALOR , 2012
60, boulevard Saint-Michel - 75272 Paris Cedex 06 - France
email : presses@mines-paristech.fr
http://www.pressesdesmines.com

ISBN : 978-2-911256-88-2
Dépôt légal : 2012
Achevé d'imprimer en 2012 (Paris)

Tous droits de reproduction, de traduction, d'adaptation et d'exécution réservés pour tous les pays.

L'Exploration géologique de la Provence

Collection Histoire, Sciences et Sociétés

Dans la même collection

Jean Gaudant présente

Jacques Debelmas (dir.)

L'Exploration géologique des Alpes franco-italiennes

Michel Durand-Delga

Marcel Bertrand (1847-1907), génie de la tectonique

Ouvrage coordonné par Jean Gaudant

L'Essor de la géologie française Essais

Johann Jakob Scheuchzer

Les Fossiles témoins du déluge

Ouvrage coordonné par Jean Gaudant

Géologues et Paléontologues De la passion à la profession

Michel Toyer

Quand les poètes chantent la science

Madeleine Durand-Charre

Les Aciers damassés

Ouvrage coordonné par Jean Gaudant

Dolomieu et la géologie de son temps

René Lesclous

Histoire des sites producteurs d'aluminium Les choix stratégiques de Péchiney (1892-1992)

Emmanuel Grison

L'Étonnant parcours du républicain Jean-Henry Hassenfratz Du Faubourg Montmartre au corps des Mines

L'Exploration géologique de la Provence

Deux siècles et demi de débats et de controverses

Jean Philip

MINES ParisTech

« L'historien se doit de rendre un juste hommage aux chercheurs qui ont frayé le chemin en tâtonnant et entrouvert les portes ; et non pas seulement à ceux qui sont crédités des percées majeures ».

François Ellenberger, *Histoire de la géologie*

Avant-propos

L'Histoire de la Découverte géologique de la France est un projet éditorial qui a pour vocation une mise en perspective historique de l'acquisition progressive des connaissances géologiques accumulées dans chaque région de notre pays au cours de près de deux siècles et demi d'investigations. Dans une période où l'activité humaine est placée sous le signe de la vitesse, ce qui ne laisse que peu de place à une réflexion approfondie, il est important de pouvoir examiner le contexte intellectuel dans lequel ont émergé peu à peu, parfois au cours de débats véhéments, les interprétations qui nous paraissent aujourd'hui les mieux assurées, bien que la révolution conceptuelle d'ampleur exceptionnelle qu'ont connu les sciences de la Terre il y a moins d'un demi-siècle, doive nous inciter à une certaine prudence.

Il convient de souligner ici combien les **Réunions extraordinaires de la Société géologique de France** qui, à de nombreuses reprises, furent organisées en Provence, jouèrent un rôle moteur indiscutable en permettant la confrontation sur le terrain de points de vue divergents ou parfois même radicalement opposés.

L'objectif de cette série d'ouvrages est de prendre du recul en se penchant avec impartialité sur les interprétations anciennes, dont certaines furent jadis considérées comme le *nec plus ultra* de la pensée géologique, comme le fut en son temps « l*a grande nappe de recouvrement de la Basse Provence* » de ce « *génie de la tectonique* » que fut **Marcel Bertrand** (1847-1907), à qui **Michel Durand-Delga** a consacré en 2010 une biographie détaillée.

Un an après la parution de *L'Exploration géologique des Alpes franco-italiennes*, de **Jacques Debelmas** et d'une équipe de géologues grenoblois, voici donc venu le temps de publier le second volume de l'*Histoire de l'Exploration géologique de la France*, consacré à *L'Exploration géologique de la Provence*, dû à la plume de **Jean Philip**, professeur émérite de géologie à l'université d'Aix-Marseille. Il y évoque avec talent les principaux auteurs qui ont contribué à faire connaître l'histoire et la structure de cette région, à la fois si proche géographiquement et si différente géologiquement des Alpes franco-italiennes.

À la lecture de ce livre, il apparaît clairement que, contrairement aux Alpes, dont les premiers travaux ont, de façon audacieuse, cherché à interpréter d'emblée la genèse d'une chaîne de montagne fort complexe, l'étude géologique de la Provence a fort logiquement débuté par le déchiffrement de la stratigraphie, dont l'exemple le plus significatif est la *Carte géologique du Département des Bouches-du-Rhône*, sur laquelle **Philippe Matheron** (1839) figura une succession de neuf « *terrains* ». Un quart de siècle plus tard, **Henri Coquand** (1863) put mettre à profit sa connaissance de la stratigraphie pour identifier des contacts anormaux et des renversements de couches dans sa coupe de la chaîne de la Sainte-Baume, en suggérant que ces faits étaient la conséquence de la révolution qui avait engendré les Alpes. Dans son étude de la Sainte-Victoire, **Louis Collot** (1891) fit progresser l'approche tectonique de la Provence en s'efforçant, le premier, de proposer une chronologie des déformations.

Toutefois, l'avancée majeure dans le domaine tectonique fut indubitablement l'œuvre de **Marcel Bertrand**, qui, après avoir renouvelé l'interprétation du lambeau triasique du Beausset, imagina l'existence d'une « *grande nappe de recouvrement* » provençale, qui assura sa célébrité.

C'est aussi à cette époque que progressa l'étude structurale du socle provençal à laquelle contribuèrent **Frédéric Wallerant** – plus connu pour son œuvre de cristallographe –, **Philippe Zürcher, Auguste Michel-Lévy** et son fils **Albert** puis, quelques décennies plus tard, **André Demay**.

Au début du XX^{e} siècle, l'influence de **Marcel Bertrand** continua à s'exercer à travers **Émile Haug** qui s'illustra non seulement dans les Alpes, mais aussi en Basse-Provence dont il décrivit la structure dans une conception nappiste, qu'allait bientôt contester **Albert-Félix de Lapparent**.

C'est alors que se produisit un épisode sans équivalent dans l'histoire de la géologie française : la réaction autochtoniste inspirée par **Charles Jacob**, personnage dominant de la géologie française de l'époque. Ses artisans furent **Georges Corroy** et **Georges Denizot**, qui entreprirent de remettre systématiquement en question les interprétations de **Marcel Bertrand**.

Mais il apparut bientôt, à la lumière de nombreux levers cartographiques, que l'autochtonisme ne rendait pas compte de la structure tectonique véritable de la Basse-Provence calcaire. Celle-ci fut réinterprétée grâce aux travaux que réalisèrent **Jean Aubouin** et **Guy Mennessier**, ainsi que **Gérard Guieu**, à la lumière des conceptions de **Léon Lutaud**. Ainsi s'imposa le concept de « *tectonique de couverture* » qui, au début des années 1960, ouvrit une nouvelle période de recherche favorisée à la fois par la multiplication du nombre de chercheurs et par l'utilisation de méthodes nouvelles.

Durant le dernier demi-siècle, la stratigraphie bénéficia grandement des progrès de la micropaléontologie, tandis que la géochronologie permit de déterminer l'âge des roches éruptives et métamorphiques de la Provence cristalline et de dater les épisodes volcaniques.

Dans cette région qui fut affectée, en 1909, par le séisme destructeur de Lambesc, l'établissement de profils sismiques apporta des informations sur sa structure profonde. La télédétection contribua en outre à mettre en relation les accidents provençaux majeurs avec ceux des régions voisines.

Un nouveau champ d'investigations s'ouvrit également, dans le prolongement des premières recherches de géologie marine du milieu du siècle dernier, grâce aux progrès technologiques qui rendirent possible l'exploration du précontinent provençal.

Enfin, l'hypothèse, émise en 1973, d'une dessiccation de la Méditerranée au cours du Messinien, engendra également des recherches qui montrèrent que l'abaissement supposé du niveau de base était corroboré par la mise en évidence d'un épisode de creusement intensif du cours de la Durance, le principal affluent provençal du Rhône.

En résumé, au terme de deux siècles et demi de recherches, il apparaît que l'*Exploration géologique de la Provence*, telle qu'elle est relatée ici par **Jean Philip**, fut une aventure riche en rebondissements dont le lecteur est invité à prendre connaissance sans attendre.

Jean GAUDANT

Introduction

Avant de retracer l'histoire de l'exploration géologique de la Provence, nous nous devons de définir précisément le territoire correspondant à notre étude, d'en fixer les limites géographiques et d'en distinguer les différentes parties.

La carte géologique en couleur hors-texte, aidera à illustrer notre propos.

La Provence présente une certaine unité géographique puisque les limites qui lui sont fixées sont des entités naturelles, relativement bien définies : à l'Ouest la basse vallée du Rhône, au Sud la Méditerranée, au Nord et à l'Est les Alpes.

D'un point de vue géologique, les choses sont plus nuancées. Il y a, tout d'abord, l'opposition radicale entre la Provence cristalline et cristallophyllienne des Maures, de l'Estérel et du Tanneron, d'une part, et la Provence calcaire, d'autre part, bien que la première constitue le soubassement de la seconde.

Le style structural et l'âge des plissements permettent aussi de séparer les régions proprement provençales de celles des Alpes, mais le tracé des limites n'est pas simple, notamment dans les régions où les plis provençaux ont été déformés par la tectonique alpine.

Enfin, la paléogéographie peut tenir lieu de caractère distinctif, étant donné que les grandes plates-formes carbonatées mésozoïques ont imprimé à la région provençale un cachet géologique et morphologique qui lui est caractéristique.

La Provence peut être ainsi subdivisée en deux grands ensembles géologiques : la *Basse-Provence* et la *Haute-Provence*.

I. La Basse-Provence

Située au sud de l'axe Verdon-Durance, elle est considérée par certains auteurs (M. Bertrand, 1897 ; J. Aubouin et G. Mennessier, 1962), comme la Provence au sens géologique du terme qui, seule, doit son style exclusivement à des mouvements dits provençaux (d'âge éocène supérieur). Nous verrons cependant que cette conception, relativement étroite, doit être discutée. On lui assigne trois sous-ensembles.

1. La *Basse-Provence cristalline* (L. Lutaud, 1924), qui comprend les massifs hercyniens des Maures, du Tanneron et de l'Estérel, formant le socle provençal proprement dit, ainsi que les massifs paléozoïques de la région toulonnaise (Lamalgue, Pradet, Sicié), engagés dans la tectonique des chaînons nord-toulonnais. On lui associe la dépression permienne (Lutaud, 1924) qui s'allonge en une bande continue de Fréjus à Hyères, et qui constitue le tégument provençal, adhérent au socle, mais au-dessus duquel la couverture provençale est décollée au niveau du Trias.

2. La *Basse-Provence calcaire*. Elle est subdivisée, par certains auteurs, en une *Basse-Provence occidentale* (G. Corroy & G. Denizot**,** 1943), comprenant les chaînons et bassins des régions de Toulon, Marseille, Aix-en-Provence, et une *Basse-Provence orientale* (A.-F. de Lapparent, 1938), située entre l'axe Draguignan-Brignoles et le cours inférieur du Verdon.

C'est vers le Nord-Est de cet ensemble que la limite entre la *Basse-Provence calcaire* et les Alpes est la plus difficile à situer. Depuis Marcel Bertrand (1897), on s'est cependant accordé pour la tracer en bordure du grand plateau calcaire jurassique des plans de Canjuers, entaillé par le Verdon et dominant les plis provençaux de la région d'Aups. Partant de là, cette limite se dirige vers Grasse et passe au Nord du massif du Tanneron jusqu'à la région de Cannes. Au-delà, se trouvent les chaînons subalpins de l'arc de Castellane et de l'arc de Nice[1].

II. La Haute-Provence

Cet ensemble est situé au Nord de l'axe Verdon-Durance et a été souvent considéré comme appartenant aux Alpes. Cela est vrai pour les Alpes de Castellane et de Digne, qu'A.-F. de Lapparent désigne sous le vocable d'*Alpes de Provence*.

Cependant, le *Bassin tertiaire de Digne-Valensole*, qui représente le piémont de la jeune chaîne alpine, est un ensemble intermédiaire, nourri par les Alpes, mais chevauché par elles et ouvert sur la *Basse-Provence,* ce qui justifie que nous le traitions ici.

Appartiennent aussi à la *Haute-Provence* les unités géologiques situées au Nord de la Basse-Durance et comprenant l'ensemble Ventoux-Lure, le Luberon, le plateau de Vaucluse et les bassins tertiaires adjacents (Apt, Forcalquier, Manosque). De nombreux auteurs les ont rattachés aux Alpes, mais cela reste discutable.

En effet, il serait artificiel, au seul prétexte de leur position géographique respective, de séparer le chaînon du Luberon de celui des Alpilles. En outre, s'il est indéniable que ces régions furent affectées par la tectonique alpine post-miocène, il n'en est pas moins vrai, comme nous le verrons, que des indices d'une tectonique provençale ont été relevés en plusieurs points.

Les calcaires urgoniens, enfin, qui sont l'un des traits géologiques et morphologiques de cette région, font partie intégrante de la grande plate-forme carbonatée provençale, qui s'étend de la bordure du Ventoux à Toulon. Aussi, cette partie de la *Haute-Provence* mérite-t-elle d'être traitée dans le cadre de notre travail.

Les pages qui vont suivre ont pour but de retracer l'histoire de l'exploration géologique de ces différentes parties de la Provence dont nous venons d'esquisser les caractères majeurs.

---

[1] La Basse-Provence rhodanienne, correspondant aux plaines quaternaires du Rhône (Camargue) et de la Durance, ainsi qu'à la région du Comtat, ne sera pas abordée ici. Elle sera traitée dans le volume consacré à l'histoire de l'exploration géologique du couloir rhodanien.

Cette histoire se déroule sur environ deux siècles et demi. Commençant vers le milieu du XVIII^{e} siècle, l'exploration s'est développée au cours des siècles suivants, avec de nombreux débats et controverses qui en ont ponctué le cours, jusqu'à aujourd'hui.

La description stratigraphique et celle des grands ensembles géologiques, ont été effectuées durant la plus grande partie du XIX^{e} siècle, fournissant une base solide et indispensable aux études structurales qui prendront leur essor dans le dernier quart du XIX^{e} siècle, sous l'impulsion de Marcel Bertrand.

La Basse-Provence, sans doute à cause de sa situation à proximité des grands centres urbains, mais aussi en raison de ses ressources minières, a fait l'objet des premiers travaux. La complexité des problèmes rencontrés, principalement sur le plan structural, a placé par la suite cette région au centre des préoccupations de recherche, et c'est précisément sur les questions relatives à l'interprétation tectonique de la couverture et du socle que les géologues se sont affrontés au cours des XIX^{e} et XX^{e} siècles.

Débutant autour des années 1960, la période moderne verra la réalisation du programme cartographique de la Provence à l'échelle du 1/50 000 et la publication des synthèses paléogéographiques et géodynamiques dans le cadre de la tectonique globale.

Dans le but de bien situer l'apport de chacune des phases d'exploration, il nous faudra replacer les recherches qui les caractérisent dans le contexte scientifique de leur époque, mettre en exergue les percées qui ont conduit aux avancées les plus significatives, sans négliger toutefois les travaux régionaux de portée plus modeste, mais néanmoins essentiels pour la collecte des faits et des observations.

Le plan de l'ouvrage suivra un ordre chronologique pour justement montrer les interactions entre les différentes études régionales ou thématiques à chaque étape de l'exploration géologique de la Provence.

Afin de ne pas rompre le fil de l'exposé, nous avons mis en annexe des tableaux récapitulatifs concernant : les principales réunions géologiques consacrées à la Provence, les ouvrages généraux et les guides géologiques, la liste des cartes géologiques à 1/80 000 et 1/50 000 et de leurs auteurs, la liste des stratotypes provençaux et celle des différentes institutions universitaires qui se sont succédé en Provence depuis 1859.

Histoire géologique, mais aussi histoire humaine, la narration de l'exploration de la Provence serait incomplète si n'étaient pas évoqués, même sommairement, les acteurs de cette longue quête scientifique. On trouvera ainsi, à la fin de l'ouvrage, la biographie succincte des principaux géologues ayant pris part à cette œuvre collective. Dans le texte, les références biographiques sont indiquées par un astérisque (*) placé à côté de la première mention du nom des auteurs auxquels elles se rapportent.

Chapitre 1

L'œuvre des premiers naturalistes

Au XVIII[e] siècle, la Provence est une région essentiellement agricole. Marseille, cependant, possède de nombreuses manufactures florissantes (raffineries de sucre, savonneries, verreries, briqueteries, etc.) qui bénéficient de l'activité commerciale du port. Les voies de communication sont peu nombreuses et mal entretenues. Le pays est peu sûr : l'Estérel, les gorges d'Ollioules et la région de Cuges servent de repaires aux brigands échappés du bagne de Toulon.

L'exploitation des couches de charbon est déjà intense (Gardanne, Manosque), mais effectuée de manière artisanale, à la surface du sol ou à faible profondeur, dans des galeries étroites où de jeunes enfants abandonnés constituent une main d'œuvre recherchée. Les conditions sanitaires sont mauvaises et, dans de nombreux villages, sévissent la lèpre, la syphilis, la rage.

Aix et Marseille sont les pôles scientifiques et culturels de la province. L'Académie des Belles-Lettres, Sciences et Arts de Marseille (créée en 1766) bénéficie d'une grande notoriété ; il y existe aussi une École gratuite d'hydrographie et de mathématiques, d'anatomie et de chirurgie.

On déplore cependant les « *progrès fort lents* » de l'histoire naturelle, cette science ayant « *besoin d'être encouragée* » (Michel Darluc). Aussi, les préoccupations des naturalistes de ce temps sont vastes, embrassant les sujets fort divers des sciences naturelles, de la géographie, de la médecine, ou de l'ethnographie.

La part réservée à la « *géognosie* » est mesurée, le plus souvent focalisée sur la minéralogie, les pierres d'ornement, les matériaux de construction et le charbon. Bien que les collections particulières de fossiles soient nombreuses, les connaissances en paléontologie sont très sommaires, souvent hésitantes. Les identifications approximatives de fossiles se font plutôt par référence aux organismes actuels. À défaut de chronologie, on en tire pourtant des indications générales sur le milieu de dépôt des roches qui les renferment.

I. Les observateurs de la première heure

La côte provençale attira d'abord l'attention du comte **Luigi Ferdinando de Marsigli** (1658-1730), général et naturaliste italien qui s'intéressa particulièrement à la région du Danube, ainsi qu'à la Méditerranée, dont il tira un ouvrage publié en 1725 à Amsterdam, intitulé *Histoire physique de la mer*.

Dans ce mémoire, qui fait une place importante à la description de la végétation sous-marine, à la chimie de l'eau de mer, aux vagues et aux courants, on relève une

carte originale du golfe du Lion entre le Cap Sicié et le cap de Quiers en Catalogne et des « *profils ou coupes de la mer* » de la côte provençale entre le cap Croisette et le cap Canaille, montrant la topographie des fonds depuis le rivage jusqu'à l'« *Abysse* ».

Par ce travail d'océanographie avant la lettre, Marsigli se montre un incontestable précurseur dans l'étude de la morphologie côtière et du précontinent provençal. S'il ne réalisa pas des observations à l'intérieur des terres, il n'ignora pas, toutefois, l'existence des « *mines de charbon fossile* » dont étaient issues, selon lui, des « *lignes* » (rivières) souterraines drainant vers la côte le sel et le bitume « *qui donnent aux eaux de la mer la diversité de leurs goûts* ». Sans doute avait-il été inspiré par l'observation du « *fleuve* » souterrain de Port-Miou, dont il supposa la source dans le massif de la Sainte-Baume.

Les recherches historiques effectuées (1986) par **François Ellenberger** (1915-2000) conduisent à faire débuter véritablement les observations géologiques en Provence avec le célèbre *Telliamed* de **Benoît de Maillet** (1656-1738), ouvrage clandestin écrit vers 1725, publié en 1748 et réédité plusieurs fois.

Partisan de la formation des montagnes, de leurs couches et de leur relief par « *l'action exclusive de la mer en continuel abaissement* », l'auteur cite, à l'appui de sa théorie, un certain nombre d'observations effectuées sur le sol provençal. En effet, après une carrière de consul en Egypte, Benoît de Maillet se retira en 1720 à Marseille d'où il put ainsi parcourir plus facilement la Provence.

À Vaugines, écrit-il, existe « *une montagne entière remplie de coquillages de mer et de grosses huîtres* » où, prodigue en imagination, il ajoute qu'« *il s'y rencontre même de vivantes* ». C'est, évidemment, des couches très fossilifères du Miocène dont il s'agit. Il parla, de même, des « *coquilles pétrifiées* » de la pierre de taille (miocène) de La Couronne, dans laquelle on aurait trouvé, selon lui, un squelette humain.

Le rocher (turonien) du Bec de l'Aigle, près de La Ciotat, servit aussi sa théorie puisque, dit-il, « *toute la croûte de ce rocher est un composé égal de coquillages, qu'elle* [la mer] *y a attachés dans les tems différents, qu'elle a battu depuis son sommet jusqu'à l'endroit où elle est aujourd'hui* ». Le Bec de l'Aigle étant principalement formé de poudingues on peut supposer que cette formation constituait pour Benoît de Maillet une production marine, ce que confirmerait sa mention des poudingues (oligocènes) constituant le soubassement de Marseille, qu'il qualifie de « *cailloutage* », une « *composition* » qui, selon lui, représente un dépôt de plage.

Au voisinage de la Sainte-Baume existeraient des « *pétrifications, toutes de marbre* » qui seraient « *l'ouvrage des eaux de la mer* ».

Il nota les couches très inclinées entre Septèmes et Aix et au Nord de « *Olioure* » (Ollioules), formées d'emblée, selon lui, dans cette position, sous l'effet des vagues et des tempêtes.

Ses observations sur la côte provençale l'amenèrent à déduire l'avancée du rivage dans la région de Fréjus et dans celle d'Hyères où « *l'île de Giens est devenue une presqu'île* », et à prédire que « *la diminution de la mer amènera le port de Marseille aux Iles d'If* ».

Un troisième savant naturaliste, et non des moindres, **Jean-Étienne Guettard** (1715-1786), conservateur des collections du duc d'Orléans, élève de Bernard de Jussieu et de Réaumur, a son nom attaché au premier travail de paléontologie (1760) qui fut publié sur la Provence. Son étude consista à déterminer si les ossements trouvés lors de la sape d'un rocher (dit du Dragon)[2], situé 1 km au Nord-Ouest du centre d'Aix-en Provence, étaient des restes humains ou des fossiles animaux. Guettard put examiner des morceaux de roches prélevés sur le site. Les journaux de l'époque avaient fait état « *d'os humains mêlés avec des corps marins* », de « *cailloutages* » remplis de cavités, parsemés de « *limaçons ordinaires* », mais surtout de six têtes humaines, de dents pointues et de dents de poissons. Guettard eut tôt fait d'établir qu'il s'agissait de fossiles animaux : « *rien n'est moins exact que ce que l'on vient de lire* […] *ce sont des débris de corps qui ont été brisés et qui ont dû être ballotés et roulés dans les flots de la mer* ». Il diagnostiqua « *plutôt des squelettes de poissons que des squelettes humains* ». Quant aux objets pris pour des têtes humaines, il les attribua à des nautiles !

Cette découverte eut quelque retentissement dans le milieu des naturalistes. Ainsi, les conclusions de l'article de Guettard furent rappelées dans l'« *Histoire générale de Provence* » publiée par l'abbé Jean-Pierre Papon en 1777 (voir plus loin), sans toutefois, que le nom de l'auteur soit mentionné.

L'étude de ce fameux rocher fut reprise en 1780 par **Robert de Paul de Lamanon** (1752-1787), botaniste, physicien et météorologue, né à Salon-de-Provence, qui arriva à une conclusion différente de celle de Guettard. Pour lui, les pseudo-têtes humaines ne sont pas des nautiles mais des tortues pétrifiées mêlées à des ossements d'animaux terrestres ruminants et à des coquillages marins. Ce mélange lui parut si invraisemblable qu'il en vint à émettre l'idée de l'existence dans le passé de grands lacs « *distribués par toute la terre qui ont déposé les fossiles que nous y trouvons ensevelis* […] *ces grands lacs par leur réunion et leur écoulement ont formé l'océan* ».

Les descriptions de ce rocher et sa localisation ne laissent planer aucun doute sur son appartenance stratigraphique. Il s'agit du Miocène supérieur continental qui surmonte la molasse marine sur laquelle est bâtie la ville d'Aix. Le rocher du Dragon (grès rouge grossier) est cité par Louis Collot dans sa thèse (1880, p. 120) et il renferme, selon cet auteur, « *des Hélices ; mâchoires et canons de Ruminants parmi lesquels M. Gaudry a reconnu le Tragocerus amaltheus ; dents de carnassiers ; le tout très fragmenté* ».

Robert de Paul de Lamanon s'était donc approché au plus près de la réalité paléontologique du gisement. Mais après un siècle écoulé, sa contribution avait été oubliée, comme d'ailleurs celle de Guettard.

---

[2] Le nom de rocher du Dragon vient de la croyance populaire du XVI[e] siècle qui attribuait les ossements qu'il renferme aux victimes humaines d'un dragon. Ces ossements ont été étudiés pour la première fois par le savant aixois Nicolas-Claude Fabri de Peiresc (1580-1637), parmi lesquels ce dernier identifia, en 1634, « *des os humains et des os de chevaulx qui se trouvent meslez et pétrifiez* » (G. Godard, 2005).

II. Premiers essais sur la constitution « géognosique » de la Provence

Après Benoît de Maillet et Luigi de Marsigli, les observations vont se succéder durant la deuxième moitié du XVIII[e] siècle, sous l'action d'une poignée de naturalistes, pour qui la « *géognosie* » ne constitua, toutefois, qu'une facette particulière de leurs travaux. Parmi ceux-ci, nous retiendrons trois personnalités qui, par leurs écrits, ont donné une vision élargie de la géologie de la Provence, telle qu'on pouvait alors la concevoir.

A. Pons-Joseph Bernard* (1748-1816)

Cadet des premiers explorateurs naturalistes de la Provence, Pons-Joseph Bernard se montra pionnier dans de nombreux domaines. Étonnamment, il resta méconnu des historiens de la géologie et son œuvre tomba rapidement dans l'oubli. Villeneuve-Flayosc, dans son étude sur le Var (1856) ignore totalement son prédécesseur, qui le surpassa pourtant sur de nombreuses questions touchant à la géologie de ce département. Même Émile Haug, dans son excellent historique (1925) sur les recherches géologiques en Provence, cite Darluc et Saussure mais passe sous silence Bernard.

Sa notoriété était pourtant établie de son vivant puisqu'il fut directeur-adjoint de l'observatoire royal de la Marine de Marseille, membre (en 1788) des Académies de Marseille et de Lyon et correspondant de l'Académie des sciences. Mais ses observations géologiques furent publiées dans des ouvrages dédiés à l'agronomie régionale et à l'économie rurale, ce qui a sans doute entravé leur diffusion hors de ces cercles spécialisés. Nombre de ses travaux restent aussi manuscrits.

C'est à **François Ellenberger** que l'on doit la redécouverte (1986) de l'importante contribution de Pons-Joseph Bernard à la connaissance géologique de la Provence, redécouverte complétée par la publication d'une biographie détaillée de ce savant naturaliste par **Georges Pichard** (2002).

Comme l'écrit ce dernier, Bernard s'avéra être un observateur avisé et scrupuleux, privilégiant les faits aux théories en vogue à son époque ; même si, parfois, il sacrifia au « *neptunisme* » pour expliquer l'existence de certaines formations géologiques singulières (tels les poudingues de Valensole et de la Crau). Disciple de Guettard, il entretint de nombreux contacts avec des savants botanistes ou astronomes et avec des naturalistes et érudits provençaux.

Bien que son nom ne soit pas cité, c'est à Pons-Joseph Bernard que l'on doit les observations géologiques incluses dans l'*Histoire* générale *de Provence*, que publia en 1777 son confrère de la congrégation de l'oratoire, l'abbé **Jean-Pierre Papon** (1734-1803) (cf. Pichard, 2000). Cet ouvrage, dont les développements sont découpés en diocèses, constitue un premier recensement des connaissances géologiques sur la Provence, précédant de cinq années l'essai assez comparable sur certains points, que produira Michel Darluc.

Dans chaque diocèse, sont énumérées les ressources minières, les pierres d'ornement (« *marbres* », « *brèches* »), mais aussi les gisements de fossiles et les

traces d'appareils volcaniques. On apprend ainsi que dans les diocèses d'Aix et d'Apt, les principaux gisements (Vaugines, Cadenet) de « *coquillages fossiles* » (*peignes*, *huîtres*) et de « *glossopètres* » (dents de requins) de la molasse miocène étaient identifiés. Des « *cornes d'ammon* » et des « *bélemnites* » sont signalées à Vauvenargues (probablement extraites des couches du Lias). Les « *brèches* » du Tholonet, de Beaurecueil, du Candelon (près de Brignoles), le « *charbon de terre* » du bassin de l'Arc et de Saint-Zacharie étaient déjà activement exploités. Des mines de fer sont mentionnées à Grambois (Vaucluse) et au Candelon (il pourrait s'agir ici de la bauxite). Les montagnes de la Sainte-Victoire et de la Sainte-Baume sont explorées et leurs altitudes respectives mesurées.

Le diocèse de Fréjus renferme dans l'Estérel et dans le « *terroir de Roquebrune* » de nombreuses variétés de porphyre (rhyolite). Le massif des Maures recèle des mines de cuivre et de plomb ; à la Chartreuse de Laverne affleure la « *serpentine talqueuse* ».

L'exposé sur le diocèse d'Arles donne aux auteurs l'occasion de citer les débris de coquillages que l'on trouve dans ce terroir à Calissane, Saint-Chamas et les « *bancs d'huîtres de 100 pieds de haut* » du secteur d'Istres (il s'agit, bien sûr, des fossiles de la molasse miocène). Ils en concluent que « *la mer a recouvert toute la partie de ce diocèse depuis Carri* [sic] *jusqu'à Fonvieille* […] *et à certains endroits elle s'enfonçait 7 à 8 lieues dans les terres* ».

Quant à la Crau, il en est dit qu'elle avait dû être un étang, que, contrairement à la légende, « *les cailloux n'ont pas été jetés par Jupiter pour fournir des armes à Hercule* », mais « *ont été apportés par la Durance qui passait à travers les montagnes et se répandait dans la Crau par le territoire de Lamanon* ». Preuve en est donnée par les galets de variolite qu'on y rencontre et qui se trouvent aussi dans le lit de la rivière. Dès lors, « *le changement du lit de la Durance est* […] *l'événement le plus extraordinaire qui soit arrivé en Provence* ». À noter que cette interprétation de l'origine fluviatile des galets de la Crau est à mettre au crédit de Papon car Bernard, plutôt « *neptuniste* », les considérait (cf. sa note de 1783 sur la Durance) comme un dépôt marin.

En 1778(a), dans un intéressant *Mémoire sur les engrais que la Provence peut fournir*, Bernard publia une *Carte minéralogique* de la Provence (fig. 1), d'un grand intérêt historique, où sont représentées, pour la première fois, les principales « *bandes* » de terrain qui caractérisent la région. Ellenberger (1986) considéra cette carte comme étant « *un document de base pour guider toutes les cartographies futures* » et regretta qu'elle n'ait pas été exploitée par les géologues qui ont succédé à Bernard. De fait, on y devine aisément nos différentes subdivisions géologiques : Provence cristalline (la « *bande schisteuse* »), Provence calcaire (la « *bande calcaire* ») et Provence subalpine (la « *bande marneuse* »). Il évoqua aussi (sans la représenter) une « *bande sablonneuse* », préfiguration de la dépression permienne du Luc, Vidauban, Fréjus.

Son *Mémoire sur le charbon*, publié en 1780, donne de Bernard l'image d'un « *premier ingénieur des mines* » de la Provence (comme le qualifie Pichard), connaissant la nature et la disposition des couches de charbon, leurs gisements, leurs fossiles, les conditions de leur exploitation et l'intérêt économique du minerai.

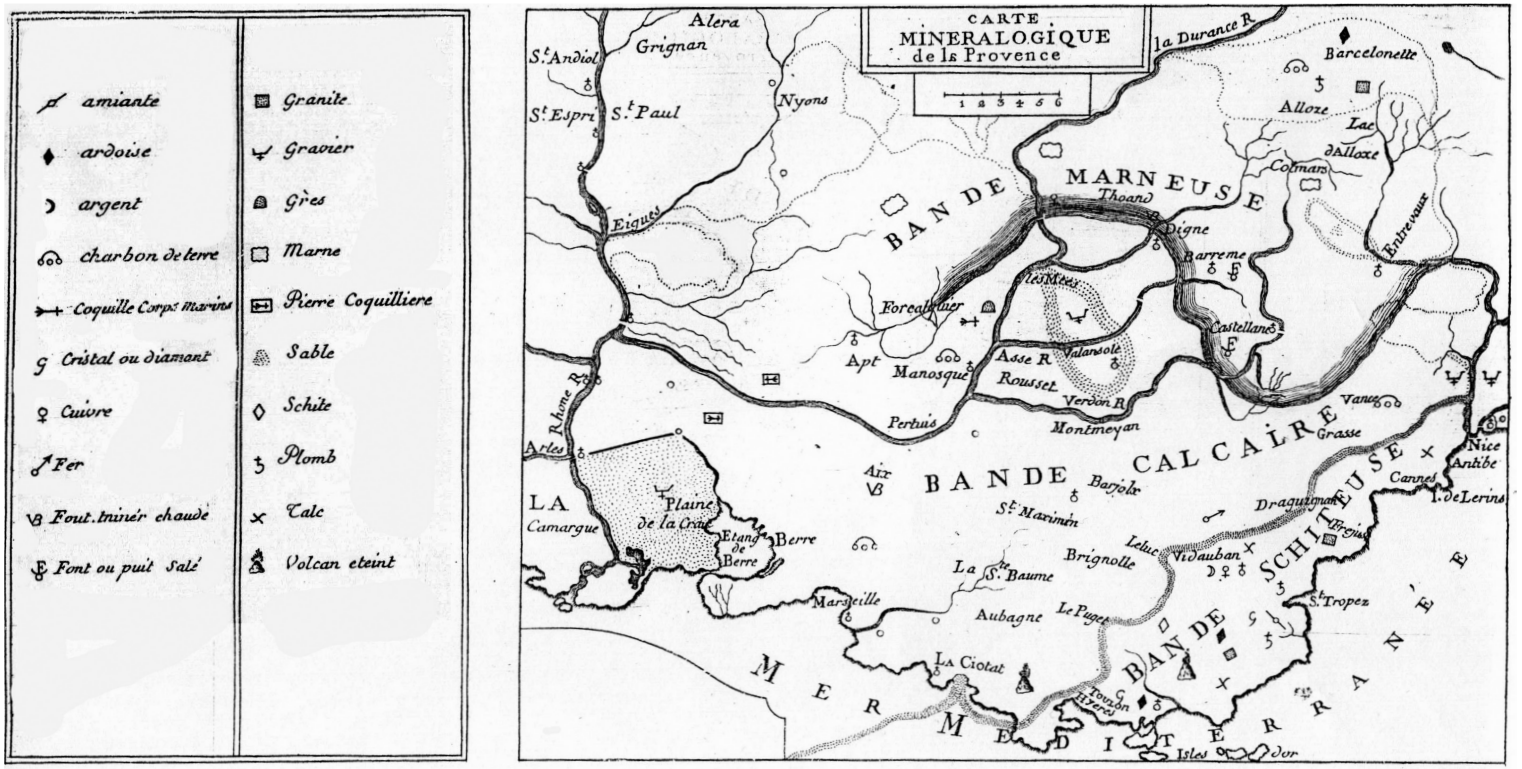


Fig. 1. Carte minéralogique de la Provence par Pons-Joseph Bernard (1778). Sur ce document à l'échelle d'environ 1/200 000, Bernard distingue trois grandes « bandes » de terrains qui préfigurent les subdivisions géologiques classiques de la Provence. Noter l'individualisation de la Crau et du plateau de Valensole et l'utilisation de symboles pour indiquer l'emplacement de différentes roches, de gisements de minerais, de minéraux ou de fossiles.

Dans le *Mémoire sur la Durance,* que Bernard publia en 1783, on trouve la description des « *montagnes de cailloux roulés* » (les poudingues de Valensole) dont l'épaisseur l'impressionne et qui ne doivent pas, selon lui, leur existence à l'action de la rivière, mais à celle de la mer. Il décrit également, en descendant la Durance, une « *pierre coquillière* », qui n'est autre que la molasse miocène, dont il suivit l'extension dans les autres régions de Provence où elle affleure. L'existence de cette formation, à proximité des dépôts de galets du plateau de Valensole et de la Crau, lui servit d'argument pour conclure à l'origine marine de ces derniers.

Nous verrons ci-dessous que Pons-Joseph Bernard joua aussi, dès 1774, un rôle particulièrement important dans la découverte des terrains volcaniques de la Provence.

B. Michel Darluc* (1717-1783)

Quelque peu mésestimé par les auteurs des XIX^e^ et XX^e^ siècles, le médecin Michel Darluc s'est avéré pourtant être un observateur avisé des particularités géologiques de la Provence. Dans trois volumes, publiés entre 1782 et 1786 (le dernier posthume), il brossa un tableau très large de l'histoire naturelle de la Provence, après avoir parcouru et observé, diocèse par diocèse, tous les « *terroirs* » du pays, y compris ceux de la Provence alpine (Digne et Barcelonnette).

Le tome I est consacré aux diocèses d'Aix et d'Apt. Dans la région d'Aix, l'attention de Darluc fut attirée par les carrières de gypse et par les marbres de la Sainte-Victoire (qu'il qualifia judicieusement de « *marbre-brèche* »). Il signala dans les couches renfermant le gypse les « *débris de corps marins, les empreintes de poissons, les silex* », indiquant qu'il « *est indubitable que ces dépôts sont dus en partie à l'action de l'eau* […] *et que la mer a couvert auparavant toutes ces côtes* ».

Il nota très justement que « *les cailloux qui constituent les marbres de la Ste Victoire ont été formés du débris des montagnes voisines* […] *ils paraissent avoir été roulés et c'est à l'alluvion des eaux qu'ils doivent leur arrangement en couches successives* ».

Darluc gravit la Sainte-Victoire en 1778. Il profita de cette course pour rejeter la croyance populaire de l'origine volcanique de la Sainte-Victoire et pour indiquer que la formation du célèbre gouffre du Garagaï est purement due à l'action des eaux d'infiltration qui « *ont laissé des cristallisations sur les parois* ».

À l'instar de Pons-Joseph Bernard, il va s'intéresser aux gisements de charbon du bassin de l'Arc dont il dressa l'inventaire. Les couches de charbon sont surmontées de couches calcaires remplies de « *petites coquilles pétrifiées* […] *vis, moules, cames* » (corbicules) qui sont pour lui l'indication de « *dépôts marins* » ! Pour Darluc, « *le charbon minéral, le jayet, le succin, ont une origine végétale* ». Mais il hésita sur la formation du charbon qu'il attribua soit à du bitume s'étant déposé sous la mer dans des lits de sable, soit comme un produit des « *eaux mères, grasses, visqueuses, qui accompagnent la cristallisation des pierres* », cette explication ayant eu, semble-t-il, sa préférence. Il constata les dangers d'asphyxie ou d'explosion liés au gaz (« *mousette* ») qui s'échappe du charbon.

Il rejoint Bernard en établissant, lui aussi, l'origine marine des sables et de la « *pierre coquillière* » (miocène) de la région de Pertuis, de Cadenet, des bords de l'étang de

Berre (Saint-Blaise) et en soulignant que « *ce qui sert de preuve convaincante, c'est la quantité de coquilles, les débris de corps marins (peignes, tellines, moules, huîtres) qu'on trouve* ».

Notre naturaliste visita la Fontaine de Vaucluse en novembre 1777 et la décrivit en ces termes :

> « on peut se figurer une correspondance entre la fontaine de Vaucluse et les montagnes voisines qui sont liées avec Lebéron et Mont Ventoux […] il existe dans ces montagnes des réservoirs d'eaux qui augmentent et diminuent relativement à la quantité de pluie et voilà ce qui fournit à la Fontaine de Vaucluse ».

Observation pertinente, battant en brèche la légende qui rattachait à un volcan l'origine de la Fontaine de Vaucluse.

Toutefois, Darluc attribua à l'œuvre du Créateur l'origine des cavités et des grottes « *où les sources des grands fleuves et des rivières sont tenues en réserve* ».

Le tome II fournit d'intéressantes observations sur le « *terroir* » de Manosque et ses « *fossiles* », terme utilisé par Darluc pour désigner le soufre, le gypse, le charbon minéral, matériaux que l'on exploitait déjà dans la région. D'après lui, « *le fer, combiné avec le soufre dans le sein de la Terre, et pénétré par des eaux salines, peut occasionner des explosions subites, de violentes secousses, qui vont faire trembler la terre dans tous les environs* ». C'est à cette cause que, selon Darluc, « *il faut attribuer le tremblement de terre que la ville de Manosque essuya pendant l'hiver de 1708* ». Il en décrivit avec précision les effets : « *la petite montagne qui sépare le Mt Espel du Mt St Michel, s'entrouvrit à la base et il en jaillit une quantité d'eau blanchâtre et écumeuse* » (eau séléniteuse ?), « *formant un ruisseau qui coula pendant quatre mois* ».

Le tome III est d'abord consacré au diocèse de Marseille, ville dont il vanta les mérites dans le domaine des arts, des belles-lettres et des sciences. Il visita le massif de Marseilleveyre et explora la grotte Roland, dont il mesura l'extension (« *434 pieds de longueur* »), tapissée de stalactites et de stalagmites dont il décrivit l'origine par l'infiltration des eaux de pluie et par « *le dépôt d'une substance blanchâtre, mêlée d'argile rouge* ».

Il cita, près de Valdonne, des fossiles « *qui se terminent en pointe* » (rudistes ?) et à Cassis : « *des cornes d'ammon* ». À La Ciotat, il identifia le poudingue du Bec de l'Aigle et déclara : « *les naturalistes jugeront, à l'inspection, que la montagne de l'Aigle et celles qui sont attenantes, ont été formées dans le sein de la mer* ».

Il étendit son interprétation aux pierres qui forment les montagnes de Provence, qu'il compara aux récifs de coraux des mers actuelles : « *la terre calcaire qui est dissoute dans la mer contribue à la formation des coquilles et écailles des animaux crustacés* ».

Darluc termina son tour d'horizon de la Provence par la visite des sites volcaniques d'Évenos et des Maures (voir ci-dessous) puis par la description de « *la montagne primitive des Maures* », dont il dira qu'elle est « *vitrescible* » (formée de quartz), et de celle de l'Estérel.

C. Horace-Bénédict de Saussure (1740-1799)

L'illustre Genevois visita la Provence à deux reprises : lors d'un premier voyage qu'il effectua en compagnie de Marc-Auguste Pictet en 1780, puis à nouveau en 1787. Il traversa la Provence d'Est en Ouest, de Nice à Avignon, en passant par Fréjus, la dépression permienne du Muy, Hyères, Toulon, Évenos, le Beausset, Cuges, Marseille, Aix-en-Provence.

Ses observations ayant été publiées en 1796, il eut la possibilité de consulter les travaux de Darluc, qu'il cite d'ailleurs à plusieurs reprises (mais, curieusement, il ne cite pas Bernard), confirmant le plus souvent les observations de son prédécesseur. Contrairement à ce dernier et à sa connaissance encyclopédique de la Provence, Saussure fut plus attiré par la géographie du pays, ainsi que par ses particularités minéralogiques et pétrographiques, ce qui le conduisit à s'intéresser aux propriétés physico-chimiques des minéraux et des roches qu'il rencontra, grâce à l'utilisation d'instruments divers (loupe, « *chalumeau* », acides, « *barreau aimanté* »).

Saussure s'attarda sur le massif de l'Estérel et sur ses rochers de « *porphyre* », dont il établit la composition minéralogique. Il surprend toutefois le lecteur moderne lorsqu'il affirme ne pas croire à l'origine volcanique du porphyre : « *dans ces contrées je n'ai vu aucune pierre que l'on puisse avec certitude donner pour volcanique* ».

Dans les secteurs de la Napoule, de Fréjus, du Muy, de Gonfaron, il nota la présence de « *bancs de grès de différentes couleurs* » (Permien), « *recouvrant le porphyre, et renfermant des blocs des montagnes du voisinage* ». Selon lui, ces grès ont été formés « *par des courants marins* […] *la régularité des blocs étant déjà un indice de cette origine* ».

Les roches calcaires de Provence l'inspirèrent moins que les roches cristallines de l'Estérel ou des Maures et il nota fugacement la présence « *de débris de coquillages bivalves marins* » (les rudistes) dans les calcaires du mont Caumes et de la colline de Notre-Dame de la Garde, à Marseille.

Il donna cependant la première coupe détaillée des calcaires et gypses d'Aix et de ses « *ictyopètres : pierres qui renferment des empreintes et même des squelettes de poissons* ». Les couches à poissons s'expliquent selon lui : « *par de grands lacs qui se remplissent et se vident alternativement par de l'eau douce et par de l'eau de mer* ».

III. La découverte des volcans éteints

La recherche des traces de volcanisme en Provence a constitué un des objectifs majeurs des naturalistes du XVIII^{e} siècle. C'est à eux que l'on doit attribuer l'intégralité des découvertes des sites volcaniques d'âge tertiaire et triasique de Provence, hormis toutefois les volcans permiens de l'Estérel.

En grand précurseur, **Pons-Joseph Bernard** signala, dès 1774 (lettre à Gérard de Cotignac, cf. Pichard, 2002), puis, en 1777, dans le mémoire sur l'*Histoire* générale *de Provence*, et enfin, en 1778(b), dans une lettre adressée à Barthélemy Faujas de Saint-Fond (qui la publia la même année dans son *Mémoire sur les volcans éteints du Vivarais et du Velay*) des « *traces de volcans éteints* » constituées de « *pierres noirâtres,*

pleines de soufflures » ou « *pierres brûlées* » (basaltes), dans les « *montagnes* » des environs d'Ollioules, du Broussan, d'Évenos et du « *terroir de Montrieux* ». Cette dernière mention est surprenante (et instructive), car il pourrait s'agir des couches de basalte intercalées dans le Trias de Méounes (cf. p. 219), que Bernard aurait donc été le premier à observer.

Comme il fut le premier à signaler les « *pierres noires* » (basalte miocène) du piton volcanique Sainte-Magdeleine (au Nord de La Môle) dans les Maures, puis, en 1780 (sous son nom déformé en « *Bertrand* »), l'existence du « *volcan* » du « *terroir* » de Tourves (quartier de la Caudière, au Nord de ce village), associé lui aussi aux terrains du Trias (cf. feuille géologique Brignoles à 1/50 000, 1979) et représenté ici par des « *sortes de pouzzolane d'un rouge noirâtre* ».

Michel Darluc (1786), étendit les observations que fit Bernard au piton basaltique de Sainte-Magdeleine et signala, à l'Est de celui-ci, les traces de volcans éteints dans la « *Montagne* » de Maravielle (table basaltique miocène), jusqu'à Cogolin et sous la ville de Fréjus (sans doute la dolérite permienne).

Par la suite (1788), les volcans éteints d'Ollioules firent l'objet d'une étude par **Charles-Jean-Marie Barbaroux** (1767-1794), avocat né à Marseille, passionné de minéralogie. Il s'intéressa au contexte géologique des basaltes et il indiqua, très justement, que « *les laves coulèrent sur le poudingue qu'on voit au midi* » (en l'occurrence l'Oligocène). Barbaroux prit une part active à la Révolution française. Conventionnel du parti des Girondins il s'opposa à Robespierre et périt sur l'échafaud à 27 ans.

Horace-Bénédict de Saussure décrivit (1796), avec force détails, le basalte d'Évenos, et proposa une interprétation neptuniste de son origine : « *cette espèce de basalte* » écrit-il, « *n'a pas été fondue* […] *elle a été formée dans l'eau par déposition ou cristallisation confuse* ».

On doit porter au crédit de **Jean-Baptiste Grosson** (1733-1800), notaire et historien marseillais, la découverte (1776) du volcan de Beaulieu (au Nord-Ouest d'Aix). Le terrain, dit-il, ressemble à un « *immense atelier de forges* ». Il est vrai que la tradition attribuait les roches volcaniques de Beaulieu à des scories provenant de mines que les Sarrazins auraient ouvertes en ces lieux. Il compara les différentes catégories de laves à celles du Vésuve, de l'Etna, d'Agde…, mais aussi d'Oulioules [sic] et d'Évenos, montrant qu'il avait visité (après Bernard ?) ces sites. Il proposa aussi une reconstitution : « *la terre de Beaulieu* […] *paraît être en partie sur le cratère de l'ancien volcan* […] *qui se serait affaissé lorsqu'il s'est éteint* », mais il resta prudent sur l'origine du phénomène : « *que dire de ces vestiges de révolution si étonnantes ? Je n'aime pas les systèmes, j'aime mieux observer et me taire* ».

De Joinville effectua (1788) une étude du volcan de Beaulieu dans laquelle il réalisa un inventaire des principaux faciès des produits volcaniques et il tenta une reconstitution du dispositif volcanique, indiquant que, depuis son extinction, il se serait écoulé 200 000 ans ! Saussure visita le site lors de son second voyage. Il fut le premier à parler de coulées de basalte et affirma que l'éruption s'était produite au milieu d'un lac. La longue digression (1816) que consacra à Beaulieu **François Ménard de la Groye** (1775-1827), professeur d'histoire naturelle à Angers, n'apporta rien d'original à la description du volcan de Beaulieu, que l'auteur interpréta comme un trapp sous-marin !

En résumé, grâce à leur érudition, à la logique de leur raisonnement, ou simplement à leur bon sens, les naturalistes du XVIII^{e} siècle ont, en maintes circonstances, contribué à jeter les bases d'une approche scientifique sur la cause de phénomènes géologiques auxquels, jusqu'alors, les légendes seules servaient d'explication. Le rôle respectif de la mer, des lacs ou des rivières dans la genèse des dépôts sédimentaires de Provence a été discuté par eux, sinon toujours bien défini. On doit aussi à leur perspicacité la découverte et la description des appareils volcaniques du Trias et du Tertiaire de Provence. Une première ébauche de la carte géologique de la Provence a vu le jour grâce à l'opiniâtreté de Pons-Joseph Bernard. Ces savants sont allés jusqu'au bout de ce que la science d'alors pouvait leur permettre d'aller. On peut, logiquement, s'étonner que les géologues du XIX^{e} siècle aient fait table rase, ou presque, de leurs acquis. Il n'est que justice que, deux siècles et demi plus tard, leurs mérites, qui furent grands, soient enfin reconnus.

Chapitre 2

Le temps des fondateurs

Le début, et surtout le milieu du dix-neuvième siècle, sont placés sous le signe d'une grande effervescence scientifique, d'un renouvellement profond de la géologie, dont les savants provençaux vont largement bénéficier.

On commence à percevoir l'intérêt majeur des fossiles pour la chronologie et les corrélations stratigraphiques. Dès 1811, Georges Cuvier et Alexandre Brongniart en donnent une parfaite illustration dans leur *Essai sur la géographie minéralogique des environs de Paris*. La première livraison de la *Paléontologie française* d'Alcide d'Orbigny paraît en 1840 et la notion féconde d'étages stratigraphiques prend rapidement un essor décisif sous l'impulsion de cet illustre savant.

Les premières cartes géologiques de la France voient le jour. C'est d'abord le premier essai cartographique de la France et des Pays-Bas réalisé, de 1810 à 1813, par Jean-Baptiste d'Omalius d'Halloy, sous la direction de Charles Coquebert de Montbret, et publiée en 1822, puis le grand projet d'une *Carte géologique de la France*, dont **André Brochant de Villiers** (1772-1840), alors professeur de géologie et minéralogie à l'École des mines de Paris, définit les grandes lignes dans un rapport rédigé en juin 1822, avant d'en préciser trois ans plus tard les modalités pratiques dans un second rapport, destiné à organiser les recherches que menèrent à bien, sous sa direction, deux jeunes ingénieurs des mines talentueux, Armand Dufrénoy et **Léonce Élie de Beaumont***. En novembre 1835, une épreuve de la partie proprement géologique de la carte était disponible mais la nécessité de faire graver un fonds topographique spécial retarda jusqu'en 1841 l'impression de cette œuvre considérable (Gaudant, 2009).

La Société géologique de France est créée en 1830. Son influence va aller grandissante grâce à la publication régulière de son bulletin et aux réunions scientifiques organisées en province sous son égide.

La Provence s'industrialise : ouverture de carrières ; grands travaux et percements de tunnels ferroviaires ; exploitation des mines de charbon. Les voies de communication sont plus nombreuses ; le pays est plus sûr.

I. État des connaissances « géognosiques » sur la Provence au début du XIXe siècle

Le premier volume de la *Statistique du Département des Bouches-du-Rhône*, rédigé par le comte **Christophe de Villeneuve-Bargemon** (1771-1829), fut publié en 1821. Il renferme de précieuses indications sur les minéraux, les fossiles et les mines du département et il donne une description des principaux terrains de la Provence,

l'Estérel y compris. Cependant, l'ordre chronologique de ces derniers est très sommairement établi (fig. 2), voire erroné, et aucune carte géologique n'est annexée à l'ouvrage. Villeneuve-Bargemon admet toutefois l'intérêt des fossiles qui, proclame-t-il : « *peuvent être considérés comme les tables chronologiques de la Nature* » et dont il ébauche la succession dans les terrains de Provence. Son exposé sur la « *géognosie* » s'inspire des idées de **Saussure** (que Villeneuve-Bargemon considère comme le créateur de cette nouvelle science) et de l'influent *Traité de géognosie* de Jean-François d'Aubuisson de Voisins (publié en 1819). La Provence, selon Villeneuve-Bargemon, est constituée de la superposition de six « *Terrains* » : *Primitif - Intermédiaire* ou de *Transition - Secondaire – Tertiaire - De transport - Volcanique*. Mais, à l'intérieur de ces subdivisions il place, sans ligne directrice logique, des formations que les auteurs, après lui, ne tarderont pas à reconnaître comme hétérochrones.

C'est ainsi que, pour Villeneuve-Bargemon, les terrains dits « *intermédiaires* » comprennent : les porphyres de l'Estérel, mais aussi les phyllades des Maures, les poudingues (turoniens) du « *Cap de l'Aigle* » près de La Ciotat et les poudingues (oligocènes) de l'entrée du Vieux port de Marseille !

Il attribua un rôle de premier plan aux oscillations du niveau de la mer pour expliquer la succession des différents calcaires du *Terrain Secondaire* et il fit appel à la fermeture du détroit de Gibraltar pour justifier la formation des dépôts de son *Terrain tertiaire* (La Crau et la brèche (paléocène) du Tholonet). La Méditerranée écrit-t-il : « *était alors un lac* » ! Il compléta ce tableau en affirmant qu'après cet épisode d'assèchement, la mer a envahi l'espace méditerranéen et s'est élevée de 5 à 600 m, remontant par le pertuis de Lamanon la vallée de la Durance, refoulant les eaux de celle-ci jusqu'au défilé de Mirabeau et déposant au cours de ce mouvement « *la pierre coquillière* » (miocène). Cet événement considérable correspondrait, selon lui, à un épisode ancien du déluge d'Ogygès de la mythologie grecque, fixé vers 1800 ans avant l'ère chrétienne.

Interprétation visionnaire si l'on se réfère, à la chronologie près, aux phénomènes eustatiques exceptionnels qui ont affecté la Provence au Messinien et au Pliocène (et que nous examinerons plus loin, p. 184) !

Après la publication de la synthèse de Villeneuve-Bargemon, les terrains très fossilifères du Crétacé supérieur et du Tertiaire du bassin de l'Arc et de l'étang de Berre suscitèrent les premières études stratigraphiques et paléontologiques.

Les calcaires à « *Hippurites et Sphérulites* » et les lignites (sénoniens) de Martigues furent signalés par **Joseph Delcros** et **Claude-Antoine Rozet** (ingénieurs géographes de l'Armée) en 1827, mais attribués au Jurassique, tandis qu'**Élie de Beaumont**, qui visita la région de Martigues en 1826, en compagnie de Leopold von Buch, y reconnut (1827) la formation des « *grès verts* » et « *la partie inférieure des terrains tertiaires* » (en fait les couches sénoniennes).

En 1823, le naturaliste et géologue nantais **Charles Bertrand-Geslin** dressa des coupes détaillées des couches à gypse (oligocènes) des plâtrières de la montée d'Avignon près d'Aix et confia, pour détermination, ses récoltes de fossiles (« *ichthyolites* » et plantes) respectivement à Henri Ducrotay de Blainville et Adolphe Brongniart.

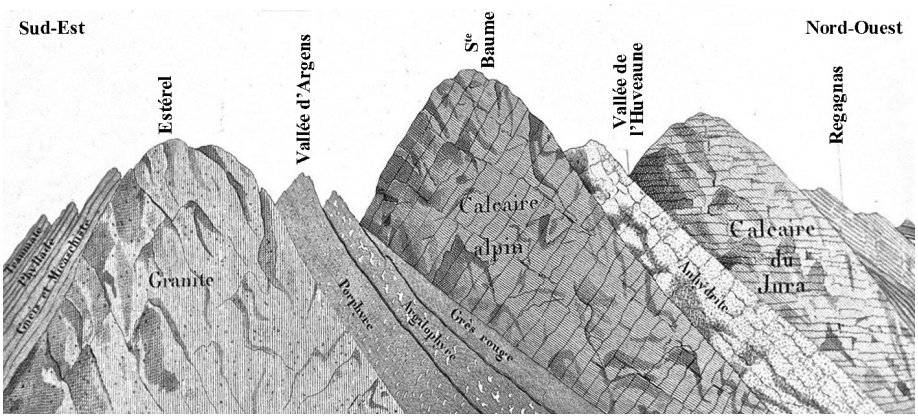


Fig. 2. Coupe « géognosique » de la Provence (d'après Christophe de Villeneuve-Bargemon, 1821). La coupe s'étend de l'Estérel à la bordure méridionale du Bassin de l'Arc, en passant par la Sainte-Baume, la vallée de l'Huveaune, le massif de l'Étoile (« Calcaire du Jura ») et le Regaignas. [La typographie des noms de lieux a été modifiée pour une meilleure lisibilité].

Les Britanniques **Charles Lyell** (1797-1875) et **Roderick Murchison** (1792-1871) firent un voyage en Provence en 1828, à la suite duquel ils publièrent, l'année suivante, une description de la série des terrains lacustres d'Aix comprenant les couches de Fuveau et celles du terrain à gypse.

Marcel de Serres (1780-1862), professeur à la faculté des sciences de Montpellier, visita à son tour la Provence en 1828 et effectua un inventaire « *géognosique* » des dépôts à lignite de Provence, paru en 1829. Bien des années plus tard (1843), ce même auteur publia une étude de caractère stratigraphique sur les « *couches d'eau douce* » de la Provence, tirée des notes qu'il avait prises lors de son voyage. Marcel de Serres, réticent à accorder trop de valeur chronologique aux fossiles, et n'ayant eu qu'une vision rapide de la géologie locale, rangea dans le Tertiaire les couches à lignite du bassin de Fuveau et de Martigues, auxquelles Matheron allait finalement (voir p. 34) assigner leur véritable place.

Les géologues régionaux vont avoir une activité de premier plan et vont acquérir peu à peu une incontestable notoriété : **Philippe Matheron***, (1807-1899), dès 1839, dans les Bouches-du-Rhône ; **Hippolyte de Villeneuve-Flayosc*** (1803-1874), dans le Var ; **Henri Coquand*** (1811-1889), grand voyageur, joua un rôle de généraliste, étudiant tour à tour la Provence cristalline puis la Provence calcaire. Sous l'égide des sociétés savantes régionales vont éclore des revues scientifiques de haute tenue (comme les *Mémoires de la Société d'Émulation de la Provence*), dans lesquelles les géologues provençaux publieront leurs premiers travaux. Une chaire de géologie fut créée à la faculté des sciences de Marseille en 1859, dont le premier titulaire fut précisément Henri Coquand.

II. L'exploration de la Basse-Provence cristalline

A. Les Maures et l'Estérel

C'est d'abord **Henri Coquand** qui montra son intérêt pour les massifs anciens de Provence et publia, en 1836, un inventaire des roches et des gisements de minéraux de l'Estérel et des Maures, auxquels il ajouta curieusement les gisements de fossiles du Lias et du Crétacé supérieur (« *gigantesques Hippurites* ») de la région de Brignoles. Cette œuvre de jeunesse de Coquand (il a alors 25 ans) n'ajouta cependant rien de bien nouveau aux observations de Saussure.

Il n'en fut pas de même de l'étude de **Léonce Élie de Beaumont** (1798-1874), parue en 1841 (mais sans doute achevée vers 1835), qui représente le véritable fondement de la connaissance géologique des massifs des Maures et de l'Estérel. Élie de Beaumont, ingénieur des mines, avait été chargé par Brochant de Villiers de lever (avec Dufrénoy) la carte géologique générale de la France. La Provence faisait partie du vaste territoire (toute la partie orientale de la France) qu'il avait la charge particulière d'explorer. Son travail sur la Provence cristalline fut facilité par un voyage d'études de six mois dans les Iles Britanniques (qu'il effectua en 1823, avec Armand Dufrénoy), pour s'initier au lever d'une carte géologique et au cours duquel il prit connaissance des travaux du géologue écossais John Mac Culloch (1773-1835) sur le métamorphisme.

Dans le massif des Maures, écrit Élie de Beaumont :

> « l'étoffe première semble être un grand dépôt de schistes et grauwackes à grains fins, contenant des assises calcaires et des dépôts charbonneux. La cristallinité semble s'être développée après coup, par voie de métamorphisme. C'est aux environs de Toulon et Hyères que la cristallinité a fait le moins de progrès et que les schistes sont le moins éloignés de leur état primitif ».

Le caractère intrusif des plutons granitiques fut également envisagé : « *à la Garde Freinet, le gneiss amphibolique est soulevé par une proéminence granitique* ».

Élie de Beaumont donna aussi les premiers éléments de chronologie de mise en place des différentes unités géologiques. Ainsi, « *le métamorphisme des Maures est antérieur aux lambeaux houillers des Maures et de l'Estérel* » ; « *le porphyre quartzifère de l'Estérel a fait éruption à travers le gneiss, il est postérieur à la formation de la houille* » ; « *les éruptions de porphyre ont eu lieu successivement pendant la période du grès bigarré* » (terme usité alors pour désigner le Permien détritique).

Les matériaux du conglomérat qui constituent la montagne de Roquebrune proviennent, selon lui, d'une éruption porphyrique ; ils « *furent déposés sur le fond d'une mer* ».

Élie de Beaumont évoqua aussi les « *mélaphyres* » (terme regroupant pour les anciens auteurs les dolérites et les porphyrites ou andésites) de l'Estérel et les serpentines des Maures, dont il fit des phénomènes éruptifs postérieurs au Muschelkalk. Les comparant aux ophites des Pyrénées, il émit la curieuse idée « *que les mélaphyres sont contemporains de la transformation en dolomies de certaines parties des calcaires secondaires et tertiaires des départements du Var et des Bouches-du-Rhône* ».

En 1850, Henri Coquand reprit à son compte de nombreuses observations et idées d'Élie de Beaumont sur les massifs des Maures et de l'Estérel, principalement les conclusions de ce dernier. Il décrivit longuement les différentes variétés de « *mélaphyres* » de l'Estérel. Quant au porphyre bleu (estérellite), il reconnut sa postériorité « *non seulement au porphyre rouge, mais encore aux mélaphyres et à la formation triasique* » et lui fit jouer un rôle tectonique considérable, affirmant péremptoirement que « *le porphyre bleu a été le levier qui a soulevé l'Estérel* ».

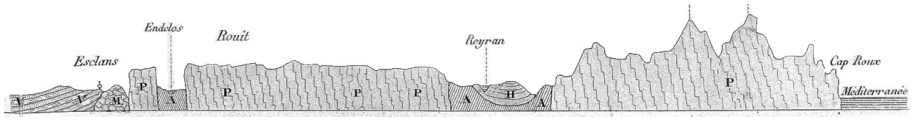


Fig. 3. Coupe de l'Estérel (d'après Henri Coquand, 1850). La coupe est sensiblement NW-SE. Les formations volcaniques permiennes (marquées ici P : porphyres rouges) sont interprétées comme un ensemble non stratifié, intrusif dans les séries métamorphiques (A : schistes cristallins) du Tanneron, sur lesquelles reposent les grès houillers (H). Au Nord-Ouest se placent les mélaphyres (M) et le « Grès bigarré » (V) sensu Coquand, attribués par lui au Permien.

La carte géologique à 1/250 000 qui accompagne le mémoire de Coquand pèche par une extrême simplification des ensembles géologiques et, notamment, des Maures et du Tanneron réduits à une seule unité de « *schistes cristallins* ». Mais les rapports chronologiques entre les différentes formations sont exprimés avec une relative exactitude dans les coupes annexées à la carte (fig. 3).

En 1856, ce fut au tour d'**Hippolyte de Villeneuve-Flayosc**, ingénieur en chef des mines, de s'attacher à la description de la Basse-Provence cristalline, sans toutefois ajouter de données significatives à celles issues des travaux de ses devanciers.

Il tenta cependant d'établir une chronologie des terrains cristallins et cristallophylliens des Maures et de l'Estérel, et de les replacer dans un cadre stratigraphique (Cambrien, Silurien etc.) qui avait été établi dans d'autres régions (Ardennes). Villeneuve-Flayosc croyait à l'action prépondérante des phénomènes plutoniques, n'hésitant pas à avancer l'idée que « *les porphyres rouges de l'Estérel ne sont que des sédiments de grès modifiés par l'action ignée après leur dépôt* ».

B. Les bassins carbonifères

Exploités, d'après Darluc, dès 1783, les terrains houillers du bassin du Reyran furent peu étudiés sur le plan géologique pendant la première moitié du XIX^{e} siècle, mais Élie de Beaumont en donne toutefois (1841) une description générale, et ne fait, par ailleurs, que citer le houiller de Plan-de-la-Tour.

La **Société géologique de France** ne visita le bassin du Reyran qu'en 1877, sous la conduite d'**Alfred Potier** (1840-1905), ingénieur des mines, attaché au Service de la Carte géologique, et un premier débat eut lieu entre Coquand, Gaston de Saporta et Potier sur la stratigraphie de ces terrains.

Potier indiqua (1877a) l'existence « *d'une discordance de stratification entre le terrain houiller et les schistes rouges* ». Il fut le premier à signaler « *dans le voisinage des schistes bitumineux* », des débris de *Cordaites* et de *Pecopteris*. Potier considéra le bassin du Reyran « *comme de même âge que les bassins des Alpes* », tandis que Saporta fit observer dans le compte rendu de la course de l'Estérel (p. 753), « *que la partie supérieure du terrain houiller pourrait correspondre aux couches de Saint-Étienne* ».

C. Le Permien

Élie de Beaumont (1841) et les auteurs qui le précédèrent plaçaient dans le Trias l'ensemble des terrains gréseux entourant les Maures et l'Estérel.

Villeneuve-Flayosc fut le premier géologue à reconnaître en 1856 l'existence du Permien dans la région. Il plaça à ce niveau les couches inférieures du dépôt gréseux, considérant les couches moyennes comme équivalentes du Grès vosgien, tandis qu'il rapporta les assises supérieures au « *Grès bigarré* ».

Ce fut en 1877, lors de la **Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Fréjus et à Nice**, qu'à l'issue d'une discussion opposant Coquand, d'une part, à Potier, Lory et Dieulafait, d'autre part, ces derniers déclarèrent, à juste raison, qu'il est impossible de séparer les assises moyennes des assises supérieures et que toutes doivent être considérées comme permiennes.

Dans la plaine de Fréjus, Alfred Potier (1877b) distingua dans le Permien trois unités qui figurent sur la **première édition de la carte d'Antibes à 1/80 000** (1878), dont il est l'auteur. C'est dans les schistes des environs d'Agay[3], intercalés entre deux coulées porphyriques, qu'il recueillit des empreintes de *Callipteris* et de *Walchia* (identifiées par Grand'Eury), signant l'âge permien de ces dépôts.

III. L'établissement des bases de la stratigraphie de la Basse-Provence calcaire

A. L'œuvre de Philippe Matheron, « père » de la géologie provençale

Tenant compte des progrès rapides de la « *géognosie* » au cours des trois premières décennies du XIX^e^ siècle et consciente des insuffisances de la synthèse réalisée par Villeneuve-Bargemon en 1821, la Société de Statistique de Marseille chargea **Philippe Matheron***, membre de cet organisme depuis 1831, d'établir le premier *Essai sur la constitution géognostique du Département des Bouches-du-Rhône*. Matheron, malgré son jeune âge, était déjà un géologue confirmé qui, depuis 1825, parcourait le département, d'abord en tant que géologue amateur puis, à partir de 1836, en tant qu'agent voyer en chef (l'équivalent d'ingénieur des ponts et chaussées).

[3] Attribués à la série supérieure du Permien de l'Estérel par Pierre Bordet en 1951.

Dépourvu de toute carte topographique précise permettant de tracer les contours des diverses formations, Matheron ne recula pas devant la lourde tâche de lever en quatre feuilles, à l'échelle du 1/75 000, le département tout entier.

En 1839, il publia ainsi le premier ouvrage et la première carte géologique des Bouches du Rhône (fig. 4) où sont distinguées les grandes unités stratigraphiques du département dans l'ordre de leur superposition « *géognostique* ». Deux coupes en complément de la carte dessinent les grandes ondulations anticlinales et synclinales de la région et la discordance spectaculaire de la « *mollasse coquillière* » (miocène) sur son substratum.

Fig. 4. Carte géologique du département des Bouches-du-Rhône par Philippe Matheron (1839). On notera la distinction des grands ensembles stratigraphiques, bien que les subdivisions classiques ne soient pas encore exprimées (par exemple les terrains du Crétacé inférieur sont englobés dans le Jurassique). Les coupes, dépourvues de toute faille, esquissent les grandes ondulations anticlinales et synclinales de la région. Noter la représentation schématique de la discordance des terrains miocènes (notamment dans la coupe des « Alpines ») et celle, relativement exacte, du pointement volcanique de Beaulieu dans la coupe entre Cassis et Rognes.

Lors de la **Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Aix-en-Provence** (1842), Philippe Matheron fit don à la Société d'une version plus complète de la carte géologique des Bouches-du-Rhône, accompagnée de nombreuses coupes à l'échelle régionale. Le *Catalogue méthodique et descriptif des corps organisés fossiles des Bouches-du-Rhône* qu'il publia en 1842 est précédé d'un *Mémoire sur les terrains supérieurs au Grès bigarré du S.E. de la France*, qui contient des données instructives sur les conceptions stratigraphiques de Matheron en ce milieu du XIX^{e} siècle.

L'auteur fit preuve dans cet ouvrage d'une bonne connaissance de la distribution des étages géologiques dans les départements du Sud-Est de la France (Bouches-du-Rhône, Var, Vaucluse, Basses-Alpes), ainsi que des corrélations à distance entre les

différents terrains. Bien sûr, l'âge des unités stratigraphiques n'est pas toujours bien établi et les attributions de Matheron feront l'objet de critiques. Toutefois, son apport s'avéra essentiel pour la stratigraphie du Crétacé supérieur continental et du Tertiaire de Provence.

Nous donnons, ci-dessous, quelques exemples des conceptions de Philippe Matheron sur la stratigraphie de la Provence qui ont, rappelons-le, une valeur historique indéniable et constituèrent le point de départ de bien d'autres travaux.

1. Crétacé inférieur

Philippe Matheron (1842) fut d'abord hésitant avec la chronologie du Crétacé. Ce système débute, selon lui, avec les grès verts (« *Gault* ») qui affleurent dans certains secteurs de la Provence (chaîne de la Nerthe) et qui furent, par la suite, logiquement attribués à l'Albien.

Il plaça dans le Néocomien (qui était, à ses yeux, une subdivision stratigraphique particulière équivalente à celles du Crétacé et du Jurassique) les marno-calcaires de l'actuel étage Aptien.

Matheron rattachait à tort au Portlandien les calcaires à *Requienia ammonia* (Urgonien de d'Orbigny, 1847) et au Kimméridgien l'ensemble des terrains marno-calcaires sous-jacents (Berriasien, Valanginien et Hauterivien actuels).

Henri Coquand, Alcide d'Orbigny et Jules Itier s'opposèrent à ces interprétations stratigraphiques et plaidèrent pour l'âge crétacé de ces divers horizons, ce que les travaux ultérieurs confirmèrent. Leurs observations sont consignées dans le compte rendu de la **Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Aix** en 1842.

2. Crétacé supérieur

C'est Philippe Matheron qui, le premier, reconnut (1839) l'existence d'un poudingue « *à galets psammitiques* […] *formant la montagne dite le Bec de l'Aigle, à la Ciotat, et l'île Verte* » et qui en précisa l'âge : « *ce poudingue n'est nullement tertiaire. Il est intercalé dans le grès vert* » (pour Matheron, partie inférieure du « *terrain de craie* » ou Crétacé). Mais, préoccupé par des objectifs stratigraphiques, il n'en tira pas de conclusion paléogéographique et se contenta de souligner qu'il s'agit d'un « *accident fort remarquable de cette zone de terrain de craie* ».

Suivant les opinions de Marcel de Serres (1843), d'Élie de Beaumont et de Coquand, les terrains du Crétacé supérieur continental et fluvio-lacustre furent tout d'abord rattachés par Matheron (1839, 1842) au Tertiaire qui, selon lui, commencerait en Provence avec « *l'étage du lignite* » (Valdonnien et Fuvélien actuels), mis alors en parallèle avec l'« *Argile plastique* » et le « *Calcaire grossier* » (lutétien) du Bassin de Paris.

Mais les recherches comparatives qu'il fit ultérieurement dans les bassins de Paris et aux environs de Maastricht, ainsi que dans les Pyrénées, la Montagne noire et le Languedoc, l'amenèrent à réviser son interprétation et à vieillir progressivement cette série. C'est ainsi que, dans sa note de 1862, les couches calcaires du Valdonnien furent

mises en équivalence avec les terrains « *pisolithiques* » (Dano-Montien) du Bassin de Paris, et les couches de Rognac avec les sables de Bracheux (Thanétien).

Ce n'est qu'en 1864(a), à l'occasion de la **Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Marseille**, que Philippe Matheron présenta une coupe complète du bassin de l'Arc, en établissant la succession des différentes formations et en rapportant justement au Crétacé supérieur la partie inférieure de la série continentale et fluvio-lacustre, du Valdonnien jusqu'aux « *grès à reptiles et calcaires à Lychnus* » (étage Rognacien actuel)[4].

3. Paléogène

Pour Philippe Matheron (1839), le bassin tertiaire d'Aix-en-Provence serait le vestige d'un lac d'eau douce dont les limites pouvaient s'étendre bien au-delà des affleurements actuels du terrain à gypse dont il souligna clairement l'indépendance par rapport au terrain à lignite du bassin de l'Arc.

Ce sont les couches supérieures qui recèlent les riches gisements de mollusques, de poissons, d'insectes et de restes végétaux que Matheron et Saporta firent connaître par la suite. Matheron parallélisa le « *terrain à gypse d'Aix* » avec le terrain à gypse de Montmartre (Ludien)[5].

En 1862, il affina le découpage stratigraphique des terrains tertiaires du bassin d'Aix, et proposa des corrélations avec ceux du Bassin de Paris, de l'Aude, d'Apt et de Manosque. Il fallut attendre 1876 pour que Matheron fixât précisément dans le bassin d'Aix la limite entre les terrains crétacés et les terrains tertiaires, faisant entrer dans la « *Base du Tertiaire* » les barres calcaires du plateau du Cengle (localisation, cf. fig. 10) et laissant dans le Crétacé terminal les « *argilolites rutilantes* » de Vitrolles (étage Vitrollien de Matheron).

Matheron reconnut, dès 1839, les deux grandes subdivisions de la série détritique du bassin de Marseille : à la partie inférieure les argiles renfermant de nombreuses espèces de gastéropodes, des empreintes végétales et des troncs d'arbres carbonisés ; à la partie supérieure les poudingues (qu'il appelle « *gompholites* »).

Il commit cependant une erreur en plaçant au-dessus des poudingues, les calcaires en plaquettes de Notre-Dame-de-la-Garde, de l'Estaque, d'Allauch et des Camoins qui s'avèrent en réalité (Depéret, 1889) représenter les terrains les plus anciens (rupéliens) du Bassin de Marseille, en discordance directe sur les terrains plissés du Secondaire, ce que Matheron reconnaîtra en établissant, en 1842, la véritable succession stratigraphique. De même plaça-t-il, à tort, en équivalence d'âge, le terrain d'eau douce du bassin de Marseille (Formation des Argiles et Poudingues de Marseille, d'âge oligocène supérieur) avec la « *mollasse coquillière* » du Miocène,

[4] Rappelons que c'est dans les couches du Rognacien de Provence que Matheron découvrit les premiers œufs de dinosaures de l'histoire de la paléontologie (Philippe Taquet a relaté, en 2001, l'histoire de cette découverte et celle de la collaboration de Matheron avec Paul Gervais).

[5] Les travaux modernes (Aguilar *et al.*, 1978) attribuent au gypse d'Aix un âge fixé à l'extrême fin de l'Oligocène, zone de Coderet.

indiquant cependant « *qu'il est extrêmement probable que le bassin de Marseille n'a jamais été recouvert par la mer tertiaire, et qu'il présentait jadis un lac d'eau douce qui a disparu à la suite d'une commotion violente du sol* ».

À partir de 1862, et jusqu'en 1872, Matheron reçut un renfort de qualité dans l'exploration stratigraphique des terrains oligocènes des bassins d'Aix, de l'Huveaune et de Saint-Zacharie avec les contributions du célèbre paléobotaniste aixois **Gaston de Saporta*** (1823-1895). Ce dernier se distingua particulièrement (1872) par son étude sur la flore des « *gypses d'Aix* » et par sa reconstitution documentée du milieu de dépôt et du paléoclimat du bassin oligocène : la première du genre.

4. Miocène

Dès 1839, Philippe Matheron combattit l'opinion générale de la Société de Statistique de Marseille, selon laquelle la molasse miocène avait été déposée entre les XVIII^{e} et XII^{e} siècles avant l'ère chrétienne par exhaussement des eaux de la Méditerranée (voir p. 28) ! Il eut cependant tendance à vieillir cette formation qu'il mit en parallèle avec les grès de Fontainebleau (d'âge oligocène). Matheron établit la position « *géognostique* » de la « *mollasse coquillière* » au-dessus du terrain à gypse et de la brèche dite du Tholonet (paléocène). Citant la molasse miocène des Baux, il signala « *son gisement en stratification discordante sur des couches de calcaire marneux d'eau douce* » (le Valdo-Fuvélien), ce qui constitua une observation stratigraphique remarquable pour l'époque, qu'il étendit par ailleurs à la molasse de la Sainte-Victoire, discordante sur les couches fortement inclinées du Lias. Cherchant les limites de la mer ayant déposé la « *mollasse coquillière* », Matheron indiqua que « *les traces des rivages sont nombreuses sur le sol du département, et qu'elles consistent principalement en perforations dans les roches secondaires ou tertiaires qui ont été l'ancien habitat des pholades et modioles des temps géologiques* ».

5. Quaternaire

Philippe Matheron fut le premier à relever l'erreur de Villeneuve-Bargemon et à reconnaître la superposition du poudingue de la Crau à la « *mollasse coquillière* » (miocène). C'est lui également qui, dans le même travail (1839), distingua sous le vocable de « *terrain d'eau douce supérieur* », les calcaires concrétionnés et travertins à nombreuses empreintes végétales du bassin d'Aix et de la Durance (Peyrolles, Meyrargues) et de celui de Marseille (la Viste, les Olives) et qu'il plaça au sommet de sa subdivision qualifiée de « *terrains tertiaires* ».

Mais c'est **Gaston de Saporta** qui fut à l'origine (1864a) de l'attribution au « *Quaternaire inférieur* » des travertins qui couronnent les collines autour de Marseille, grâce à la découverte de dents de l'*Elephas antiquus* dans cette formation, aux Aygalades.

Les travaux de stratigraphie de Philippe Matheron furent estimés à leur juste valeur par les spécialistes de cette discipline mais aussi par les géologues structuralistes. Marcel Bertrand lui rendit un solennel hommage en lui confiant la présidence de la session d'ouverture de la **Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Provence** en 1891.

B. L'évolution des idées à la suite de Philippe Matheron

1. L'établissement de la stratigraphie du Trias

Philippe Matheron (1842) n'employa pas le terme de Trias (créé par von Alberti en 1834) et ne distingua pas la trilogie des terrains qui s'y rapportent en Provence. Selon lui, seuls existent dans le Var, au-dessus des « *grès bigarrés* », des calcaires fossilifères, des gypses et des cargneules qu'il réunit sous le terme de Muschelkalk. Dans les Bouches-du-Rhône, Matheron rattacha au Jurassique inférieur les argiles et gypses de la vallée de l'Huveaune et de Gémenos (ravin de Saint-Pons), dont ils constituent, selon lui, un faciès particulier, tandis que Coquand (1840) les attribua au Néocomien. C'est cependant ce dernier qui, tardivement, en 1863, établit l'âge triasique des gypses de Roquevaire et Auriol et reconnut l'existence du Muschelkalk dans cette région.

Edmond Hébert (1812-1890), professeur de géologie à la Sorbonne de 1857 à 1890, fut le premier à parler (1862) de l'existence de l'étage des « *marnes irisées* » dans la région de Solliès. L'Infralias (couches à *Avicula contorta*) qui, jusqu'alors, était passé inaperçu, fut mis en évidence par Coquand (1863), puis par **J.-M. Jaubert** (1864) dans la vallée du Gapeau (secteur de Solliès-Pont et de Cuers), attestant ainsi (à l'instar des Alpes) de sa superposition aux gypses et cargneules du Trias toulonnais.

Louis Dieulafait* (1820-1886) est toutefois considéré, à juste titre, comme le géologue ayant réalisé (1869) la première synthèse du Trias provençal. Il identifia de manière formelle le Keuper dans le Var, auquel il rapporta les cargneules et les gypses attribués au Muschelkalk par ses prédécesseurs. Il jugea cependant le Keuper incomplet, avec lacune des « *marnes irisées* » due, selon lui, à un phénomène d'exhaussement qui aurait affecté la Provence à la fin du Trias. Il restreignit le terme de « *grès bigarré* » aux « *assises de grès blanc bleuâtre qui supportent le Muschelkalk et que le terrain permien commence avec l'apparition des grès rouges en assises minces* ».

2. Compléments à la stratigraphie du Jurassique et du Crétacé inférieur

Edmond Hébert avait esquissé en 1861 la paléogéographie des mers jurassiques en France et supposé l'existence d'une terre émergée entre le Massif central et les Alpes, isolant le bassin méditerranéen du Bassin parisien et du Jura. Ainsi expliquait-t-il l'existence de lacunes de dépôts et notamment l'absence de la « *grande oolite* » (Bathonien) en Provence. On voit ainsi poindre pour la première fois avec Hébert, mais pour le Jurassique moyen, le concept « *d'isthme* » qui réunissait les Alpes au Plateau central et s'étendait entre Lyon et le Vaucluse : « *dans toute cette surface, la Grande oolite manque et ne s'est jamais déposée* ».

Répondant à Hébert, Jaubert apporta cependant (1861) des arguments établissant la présence de la « *grande oolite* » dans le Var, au-dessus des couches de l'« *oolite inférieure* » (Bajocien). Conduit sur le terrain par son contradicteur, Hébert (1861b) admit le bien-fondé des observations de celui-ci à Solliès-Pont, qui l'amenèrent à reconnaître (1862) l'existence des trois divisions principales de la « *grande oolite* » du Bassin parisien.

Rappelons ici qu'**Alcide d'Orbigny** (1802-1857) qui devint le premier professeur de paléontologie au Muséum d'Histoire naturelle de Paris créa, en 1847, le « *sous-*

étage urgonien », précisant que « *le bourg d'Orgon en montre le plus beau type sous-marin* ». Bien qu'il ne l'ait pas exprimé explicitement, d'Orbigny avait saisi la correspondance existant entre les calcaires à rudistes urgoniens et les couches à ammonites du Barrémien de Coquand (cf. Annexe 4), correspondance qui ne fut admise que cinquante ans plus tard, à la suite des travaux de Victor Paquier.

3. Débats sur l'âge des « *Calcaires blancs* » de Provence

Au cours des années 1860, de vives discussions opposèrent Edmond Hébert à Henri Coquand sur les subdivisions du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des Alpes et de Provence. Les deux protagonistes se trouvèrent souvent en désaccord sur la détermination des rudistes des « *calcaires blancs* » de Provence et sur la valeur stratigraphique qu'il convenait de leur accorder. La controverse entre Coquand et Hébert sur l'interprétation de la coupe du vallon de la Cloche dans la Nerthe, que la Société géologique de France visita en 1864, montre les difficultés que les stratigraphes éprouvaient alors pour séparer le Jurassique supérieur de l'Urgonien dans les massifs complexes de Basse-Provence.

En 1863, Henri Coquand contesta le rattachement de l'ensemble des « *calcaires blancs* » de Provence à « *l'horizon à Chama ammonia* », pensant qu'une partie d'entre eux devait être attribuée aux couches supérieures du Jurassique. Son intuition se trouva récompensée. Avec la collaboration d'**Antoine-Fortuné Marion** (1848-1900), alors préparateur d'histoire naturelle à la faculté des sciences de Marseille, il découvrit, en effet, les couches à *Diceras arietinum* à l'Est de la Sainte-Victoire et dans la Nerthe et il attribua avec raison au Jurassique supérieur les calcaires et dolomies de la chaîne de l'Étoile et de la montagne de la Lare. Mais il intégra à tort à cet intervalle stratigraphique les « *calcaires blancs* » (qui sont urgoniens) de la haute chaîne de la Sainte-Baume et des chaînons nord-toulonnais, ce qui entraîna un vif débat entre lui, Edmond Hébert et Louis Dieulafait. Ce dernier indiqua en effet (1866) l'existence de couches à « *caprotines* », nérinées et orbitolines (que Coquand rapportait à tort au Jurassique supérieur) dans les massifs du cap Gros (fig. 5), du Faron et du Coudon, et dont Dieulafait établit justement l'appartenance à l'Urgonien.

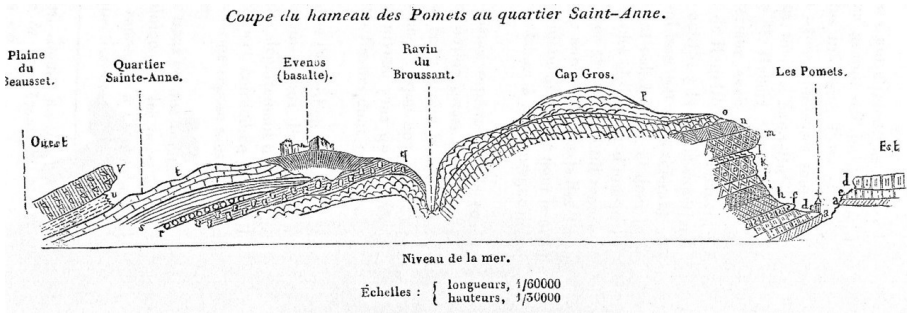


Fig. 5. La première coupe des massifs nord-toulonnais (ici le Cap Gros), due à Louis Dieulafait (1866). En dépit de la maladresse structurale du dessin de la coupe, on note l'exactitude de la succession des terrains et la relative précision des attributions stratigraphiques : a-d, Infra-Lias ; f, Lias moyen-sup. ; h-n, Jurassique moyen-sup. ; o, Néocomien inf. ; p, Urgonien ; q-r, Aptien ; s-t, Gault ; u, sables ; v, calcaires à Hippurites.

4. Développements de la stratigraphie du Crétacé supérieur

Henri Coquand fut une nouvelle fois précurseur et c'est à lui qu'il revint de fournir, dès 1861, et sur fond de polémique avec Adolphe d'Archiac (1802-1868), les premières attributions stratigraphiques détaillées du Crétacé supérieur marin de Provence et d'établir des comparaisons avec le Sud-Ouest de la France.

Pierre Reynès (1829-1877), professeur à l'École de médecine de Marseille, féru de stratigraphie, publia en 1862 une importante monographie sur le Crétacé du Sud-Est de la France, établissant pour chaque étage des comparaisons entre les départements de cette région. Concernant la Provence, il dressa des coupes du Crétacé supérieur des Bouches-du-Rhône (chaîne de la Nerthe, environs de Martigues et de Cassis) et du Vaucluse (massif d'Uchaux, Luberon et Bassin d'Apt).

Reynès conduisit les participants à la **Réunion extraordinaire de la Société géologique à Marseille** (1864) sur les coupes de Fondouille près Gignac (Aptien et Albien) et de Martigues (Aptien à Fuvélien), tandis qu'Hébert fit de même sur celles de la région de Cassis (Aptien à Turonien). Sous leur impulsion, ces régions deviendront des références stratigraphiques (sinon des stratotypes) du Crétacé moyen et supérieur.

Roger Toucas, médecin au Beausset, grand collectionneur d'oiseaux et de plantes (cette partie de sa collection est au musée d'Hyères), s'adonna aussi à la géologie et constitua une importante collection de fossiles dans laquelle Alcide d'Orbigny a largement puisé. En reconnaissance, ce savant dédia nombre de fossiles de la *Paléontologie française* à son dévoué correspondant.

Ce dernier ne se bornait pas à ramasser des fossiles ; il connaissait fort bien la géologie du pays qu'il habitait, comme le prouve sa *Description géologique et paléontologique du canton du Beausset (Var) et de ses environs,* publiée en 1869, avec une carte à 1/400 000, la première carte géologique de la région. Ce travail attira l'attention de la communauté des stratigraphes sur les remarquables affleurements du Crétacé supérieur du Bassin du Beausset et sur ses riches gisements de fossiles (rudistes surtout), que son fils, Aristide, étudia d'une manière plus approfondie.

Aristide Toucas* (1843-1911) prit le relais de son père et publia (1873) un important mémoire sur les terrains crétacés des environs du Beausset, écrivant ceci :

> « Je suis arrivé à conclure que dans la partie de la Provence comprise entre Aubagne, Signes, Solliès, Toulon et Bandol, les terrains crétacés forment une série à peu près complète et tellement bien caractérisée que, lorsque cette région sera entièrement connue des géologues, on pourra avec raison la considérer comme un des meilleurs types de la grande période crétacée ».

Prédiction exacte, cependant entachée d'une interprétation erronée du Trias du Beausset, considéré par Aristide Toucas comme un îlot contre lequel se seraient déposées les couches du Crétacé supérieur (Fig. 6).

Marcel Bertrand établira quelques années plus tard (1887) le charriage de ce Trias et aura une mémorable controverse avec Aristide Toucas sur cette question lors de la **Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Provence** en 1891.

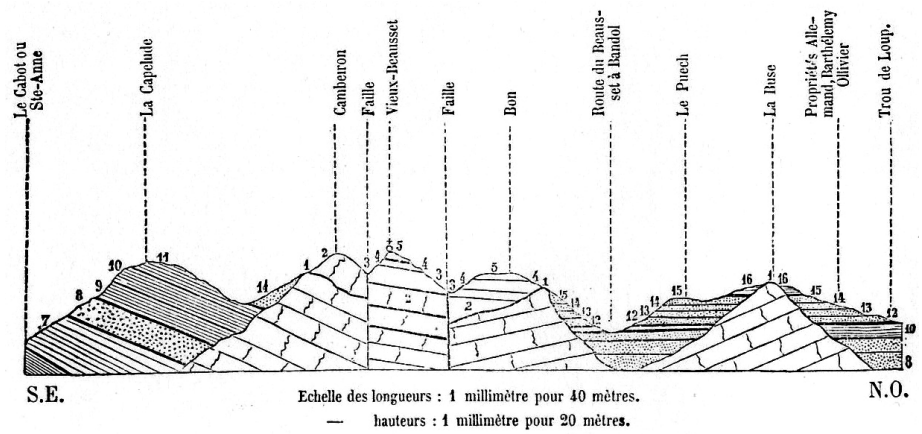


Fig. 6. Coupe de « l'anomalie triasique du Vieux Beausset » (d'après Aristide Toucas, 1873). Le Trias (couches 1 à 5) est interprété comme un bloc faillé sous-marin dont les irrégularités du relief sont épousées par les dépôts successifs du Cénomanien et du Turonien (niveaux 7 à 11) et par ceux du Sénonien (12 à 16). Comparer avec la coupe de Marcel Bertrand, Fig. 14.

Citons deux autres chercheurs dont les noms restent attachés à l'exploration stratigraphique des couches continentales du Crétacé supérieur de Provence.

Ernest Villot* (1834-1897), ingénieur en chef des mines, publia en 1883 une synthèse des terrains fluvio-lacustres du Bassin de l'Arc. S'appuyant sur les subdivisions lithologiques déjà fournies par Matheron en 1862, il créa les étages Bégudien et Rognacien.

Cette étude fut suivie (1885) de celle de **Louis Roule** (1861-1942), né à Marseille, médecin, zoologiste et naturaliste éclectique, enseignant à la faculté des sciences de Toulouse, puis professeur de zoologie au Muséum national d'Histoire naturelle (1910), et qui tenta d'effectuer une synthèse de la répartition des couches fluvio-lacustres du Crétacé supérieur et du Paléocène dans les différents bassins provençaux morcelés où ces terrains sont représentés.

IV. Premier débat sur la bauxite

Beaucoup de confusions régnèrent d'abord sur la nature, l'âge et l'origine de ce minerai. Dans la *Statistique du département des Bouches-du-Rhône* (1821), **Villeneuve-Bargemon** évoque ainsi l'existence dans la chaîne des Baux : « *de véritables filons de minerai de fer en grain qui traversent le calcaire compacte* » [sic].

En 1840, **Henri Coquand** écrivit : « *Aux Baux et à Brignoles, on rencontre des couches d'un minerai de fer décrit par Monsieur Beudant sous le nom d'hydrate d'alumine* », couches auxquelles il attribua un âge néocomien.

Matheron (1842), ne se prononça pas sur l'âge, indiquant simplement qu'il s'agit : « *d'un minerai de fer hydroxidé globuliforme dont il existe un gisement aux environs des Baux* ». Il semblait donc ignorer les travaux du minéralogiste Pierre

Berthier (1782-1861), qui avait pourtant contribué, dès 1821, à faire connaître la nature alumineuse du minerai et qui considérait la bauxite comme une formation alluvionnaire qu'il rapprochait des latérites africaines. Berthier décrivit le minerai sous le nom de « *beauxite* » ; le terme fut modifié en « *bauxite* » en 1861 (année de la mort de Berthier) par Henri Sainte-Claire Deville (Gy Bardossy, 1997).

Coquand à nouveau (1863) identifia les gisements de bauxite dans le massif de la Sainte-Baume et reconnut la nature en hydrate d'alumine du minerai : « *que sa riche teneur en cette terre rend très propre à la fabrication de l'aluminium* ». Mais il commit cependant une erreur en attribuant aux gisements un âge « *Provencien* » (Turonien supérieur), croyant à tort les voir intercalés dans la masse des calcaires à rudistes du massif. Enfin, pour Coquand, la bauxite résulterait de « *l'intervention des sources thermo-minérales* » dont il ne donna d'ailleurs ni localisation, ni autre explication.

L'intervention de sources minérales dans l'origine de la bauxite fut de nouveau soutenue par Coquand, en 1871, dans la note détaillée qu'il consacra à l'étude des gisements des Alpilles. Il décrivit de manière détaillée le dispositif stratigraphique de la bauxite des Alpilles, en couche relativement continue, reposant en discordance sur son mur « *néocomien* », dont elle remplit parfois des cavités formées à son contact, et recouverte par les couches de l'étage à *Lychnus* (Rognacien). Mais il généralisa de façon inexplicable cette attribution stratigraphique à l'ensemble des bauxites de Provence et de l'Hérault, négligeant l'hétérochronie des toits et attribuant au seul épisode rognacien l'intervention de sources « *geysériennes* ».

En 1881, Louis Dieulafait va s'opposer à cette manière de voir et expliquer que la bauxite est un dépôt sédimentaire, dont les « *éléments alumineux et ferrugineux* » proviennent de la « *décomposition d'une partie des feldspaths de roches granitiques* » et sont entraînés en suspension pour précipiter plus ou moins loin de leur lieu de formation. Cette interprétation novatrice fut cependant ternie par les conclusions stratigraphiques de Dieulafait, qui distingua autant de niveaux (cinq) de bauxite que de toits du minerai, et inclut à tort dans les bauxites les argiles rouges du Vitrollien.

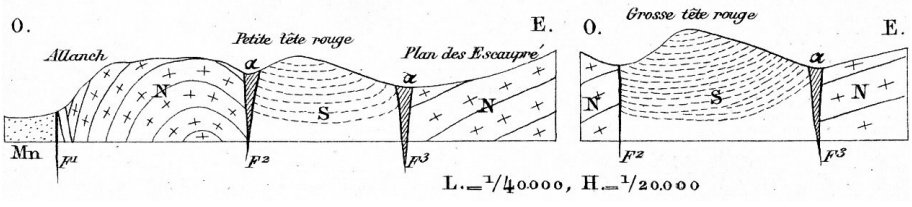


Fig. 7. Interprétation des gisements de bauxite du massif d'Allauch par Louis Roule (1885). La bauxite (α) est piégée le long de failles ouvertes séparant l'Urgonien (N) du Sénonien (S).

Louis Roule interpréta correctement (1885) les rapports de la bauxite avec son mur jurassique, en observant que « *la surface du calcaire corallien qui supporte directement la bauxite est érodée, largement mamelonnée, découpée en proéminences larges et peu élevées* ». Il admettait cependant, comme Coquand, une continuité sédimentaire entre la bauxite et les « *calcaires à Lychnus* » (rognaciens) qui lui sont superposés. Pour Roule, la bauxite est bien un dépôt sédimentaire lacustre qui s'est effectué entre « *la fin de l'époque des lignites et le commencement de celle des calcaires à*

Lychnus ». Cette opinion stratigraphique tranchée le conduisit à mal interpréter l'âge des gisements de bauxite du massif d'Allauch et à considérer que cette dernière avait été piégée dans des failles (fig. 7).

Louis Collot* (1846-1915) considéra en 1880, à la suite de Coquand, que l'origine de la bauxite est due à des « *sources profondes, autrement dit à un dépôt geysérien* ». Il dissipa, cependant, en 1887, les confusions sur l'âge du minerai. Passant en revue les gisements de bauxite de Provence et de l'Hérault, précisant l'âge du mur et du toit, il mit en évidence l'importance plus ou moins grande des lacunes stratigraphiques. Il en déduisit le synchronisme du dépôt de la bauxite en Provence et en fixa la fourchette stratigraphique : un âge compris entre l'Urgonien et le Cénomanien. Mais il persista dans son idée de l'origine « *filonienne* » de la bauxite.

Comme nous le verrons (p. 144), le débat sur la bauxite provençale resurgira au XX^e^ siècle.

V. Travaux d'approche sur l'âge du volcanisme de Basse-Provence

Bien après les défricheurs naturalistes du XVIII^e^ siècle, dont les noms avaient été oubliés, **Henri Coquand** fut le premier auteur du XIX^e^ siècle à s'intéresser de nouveau au volcanisme de la Basse-Provence calcaire. En 1850, il décrit ainsi la roche volcanique que l'on observe dans la région de Beaulieu et se prononce sur son âge :

> « le volcan de Beaulieu a éclaté dans la période géologique pendant laquelle se précipitait dans un vaste lac cette immense quantité de couches qui renferment les poissons, les insectes, les palmiers et les coquilles qui ont rendu les gisements d'Aix si justement célèbres[6]».

À propos de la localité de Rougiers, il rappela que l'existence d'un volcan éteint en ce lieu était connue depuis 1786, année où l'affleurement fut mentionné par un certain Pontier, mais il passa sous silence la découverte de terrains volcaniques faite par Pons-Joseph Bernard dans le secteur de Tourves (cf. p. 24). Coquand indiqua la position remarquable du basalte relativement aux couches triasiques qu'il traverse et en conclut que le basalte avait soulevé le sol : la colline basaltique de Rougiers serait un « *cratère de soulèvement* » et la mise au jour du basalte se serait produite au Tertiaire, sans plus de précision.

Philippe Matheron, quant à lui, s'intéressa aux manifestations volcaniques auxquelles il prêta un rôle dans la genèse du gypse d'Aix (oligocène); en 1862 il écrit ceci :

> « des sources thermales et sulfureuses […] se firent jour sur les rivages du lac tertiaire, qui eurent pour effet de détruire la majeure partie des animaux qui peuplaient le lac et ses rivages et de transformer en gypse une partie des matières que les eaux tenaient en suspension ».

Ces phénomènes annoncent pour lui l'éruption basaltique de Beaulieu qui se place, selon Matheron, à la partie supérieure de l'horizon à gypse et qui constitue un phénomène général se manifestant « *en France, et même en Europe* », et amenant de grandes

[6] La série des gypses d'Aix est datée de l'Oligocène supérieur.

perturbations en Provence. Ainsi expliqua t-il, mais à tort, le dépôt des sables (dits des Figons) qui constituent une couche remarquable dans l'Oligocène supérieur des environs du volcan de Beaulieu (mais ne renferment aucun élément d'origine volcanique).

VI. Les prémices de l'interprétation tectonique de la Basse-Provence calcaire

Dès 1839, **Philippe Matheron** nota le redressement des couches de la molasse coquillière sur la bordure des chaînons des Costes et de la Trévaresse (au Nord-Ouest d'Aix-en-Provence), observation qui préfigure la mise en évidence de la tectonique alpine en Provence, idée que reprit plus tard (1852) Élie de Beaumont, en soulignant lui aussi le redressement des couches miocènes entre Volonne et le pertuis de Mirabeau.

Le géologue marseillais franchit une autre étape en indiquant le renversement des couches dans les chaînes des Alpilles, de l'Étoile (Simiane) et de la Nerthe (Carry-le-Rouet, le Rove). Il écrit à propos du littoral à l'Ouest de Marseille : « *on voit même des couches qui, dans leur mouvement, ont décrit plus d'un quart de révolution : elles sont renversées* ». Et plus loin, à propos du secteur de Simiane : « *les couches sont disposées dans un ordre inverse à celui dans lequel on devrait les observer* […] *elles ont été renversées* ».

Il attribua ces phénomènes à des soulèvements dont la conséquence a été « *de disloquer le sol, de séparer des parties jadis adjacentes et de transporter à des distances plus ou moins considérables, plus ou moins élevées les unes par rapport aux autres, des couches continues, qui formaient d'abord un seul et même tout* ».

Matheron se montra ainsi excellent observateur, même s'il ne donna pas de développement à ces premières descriptions et n'en tira pas d'interprétation structurale d'ensemble, ce que saura faire Marcel Bertrand, …quelque cinquante ans plus tard.

Les diverses présentations et discussions qui eurent lieu entre les participants à la **Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Aix** en 1842, montrent que les géologues étaient acquis à cette époque aux « *soulèvements* » des massifs et aux redressements des couches géologiques sous l'effet de mouvements d'origine profonde, en accord avec les idées sur les systèmes de montagne professées par Élie de Beaumont dès 1829. Les coupes dessinées à cette occasion montrent toutefois qu'on était enclin à ne voir dans la structure de la Provence que l'existence d'ondulations anticlinales et synclinales propres à expliquer la disposition des différents terrains.

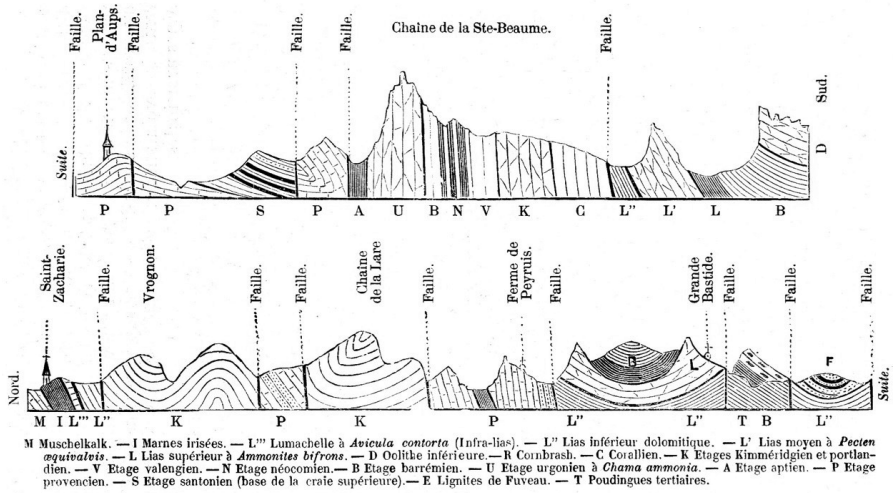
Transportons-nous maintenant quelques années plus tard (1856) dans le Var pour y constater que **Honoré Villeneuve-Flayosc** observa à son tour les renversements de couches dans le Muschelkalk toulonnais mais qu'il n'en tira pas, lui non plus, de conclusion tectonique.

Il fit jouer au volcanisme un rôle majeur dans les « *soulèvements* » des massifs provençaux, ce qui le poussa à rechercher la présence d'un foyer volcanique à proximité des chaînons varois. « *Toutes les inclinaisons de couches sont dues à des montées volcaniques* » écrivit-il dans son important mémoire de 1856, considérant que « *l'escarpe des montagnes est du côté le plus rapproché du foyer volcanique* ».

Il étendit l'influence de cette cause à la morphogenèse de la Provence : « *les phénomènes qui ont produit les soulèvements ont aussi produit les fractures et les clues, les dépressions ou les affaissements* ». La formation des gorges d'Ollioules, par exemple, a coïncidé, selon lui, « *avec le surgissement du volcan de Rougiers* ». Et même, « *la dolomification* » [sic] est, dans le Var, le « *simple résultat de puissants soulèvements* ».

Villeneuve-Flayosc eut une intuition (toutefois confuse), de ce que l'on nomma plus tard les phases tectoniques. Pour lui, la Provence est le résultat d'une série de « *dislocations* » produites, chaque fois, par une intrusion plutonique qui va rompre la croûte terrestre, « *déranger les eaux de leur équilibre* », « *corroder les terrains déjà formés* », dont les débris forment des poudingues. Ainsi, selon lui, les massifs de la Sainte-Baume et de la Sainte-Victoire, ont été « *disloqués jusqu'à cinq fois* ».

L'abandon de la démarche naturaliste, qu'il avait pourtant utilisée avec succès dans ses descriptions stratigraphiques des terrains du Var, l'entraîna à adopter sans discernement la doctrine des systèmes de montagnes d'Élie de Beaumont pour expliquer la structure de la Provence, ses principaux reliefs, ses sources et ses cours d'eau[7].



M Muschelkalk. — I Marnes irisées. — L''' Lumachelle à *Avicula contorta* (Infra-lias). — L'' Lias inférieur dolomitique. — L' Lias moyen à *Pecten æquivalvis*. — L Lias supérieur à *Ammonites bifrons*. — D Oolithe inférieure. — R Cornbrash. — C Corallien. — K Etages Kimméridgien et portlandien. — V Etage valengien. — N Etage néocomien. — B Etage barrémien. — U Etage urgonien à *Chama ammonia*. — A Etage aptien. — P Etage provencien. — S Etage santonien (base de la craie supérieure). — E Lignites de Fuveau. — T Poudingues tertiaires.

Fig. 8. Coupes du massif de la Sainte-Baume par Henri Coquand (1863). La coupe du haut passe par la haute chaîne jusqu'au plateau du Plan d'Aups. La coupe du bas lui fait suite à travers le massif de la Lare jusqu'à la vallée de l'Huveaune (Saint-Zacharie). Les pendages des différentes unités sont, dans l'ensemble, respectés. Noter les accidents verticaux séparant les divers compartiments tectoniques et, dans la coupe du haut, la structure en synclinal renversé des couches attribuées par Coquand au « Provencien » (P) (Turonien supérieur). Comparer avec l'interprétation de Marcel Bertrand (Fig. 13) et celle de J.-P. Caron, G. Guieu et C. Tempier (Fig. 39).

En 1863, ce fut au tour d'**Henri Coquand** de se confronter aux problèmes structuraux de la Provence (en l'occurrence ceux de la Sainte-Baume), tout en privilégiant encore les « *dislocations* » et les « *soulèvements* », sans se perdre pourtant dans les errements géométriques de Villeneuve-Flayosc.

[7] Émile Haug aura un jugement sévère, mais juste, traitant d'« *aphorismes fantaisistes* » les 31 systèmes de montagnes décrits par Villeneuve-Flayosc.

Notre dynamique géologue aixois aborda l'étude du massif en stratigraphe, décrivant (avec justesse) l'ensemble des étages qui en assurent la constitution. En bon observateur, il n'ignora pas le renversement des couches de la haute chaîne, ni le synclinal redressé du Plan d'Aups (dû, selon Coquand, à un « *refoulement* »), ses coupes faisant apparaître distinctement ces particularités structurales du massif. Mais là s'arrêtent ses observations tectoniques, et c'est par des failles rigoureusement verticales qu'il interpréta les contacts entre les différentes unités structurales du massif (fig. 8).

En conclusion, Coquand écrivit : « *les failles nombreuses et les renversements de couches qui ont dénivelé les étages ou interverti l'ordre primitif de leur superposition se réfèrent à la révolution qui a déterminé le surgissement des Alpes principales* » (c'est-à-dire la fin du Tertiaire dans la théorie d'Élie de Beaumont).

De son côté, Matheron suivit le percement du tunnel ferroviaire de la Nerthe, dont il donna une coupe en 1864 (b), lors de la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Marseille. Grâce à sa connaissance de la stratigraphie, Matheron rendit bien compte de la structure d'ensemble du massif, mais tous les contacts anormaux qui séparent les différents compartiments tectoniques furent attribués à des failles verticales qui, selon Matheron, sont à l'origine de la « *dislocation de la chaîne de la Nerthe* ».

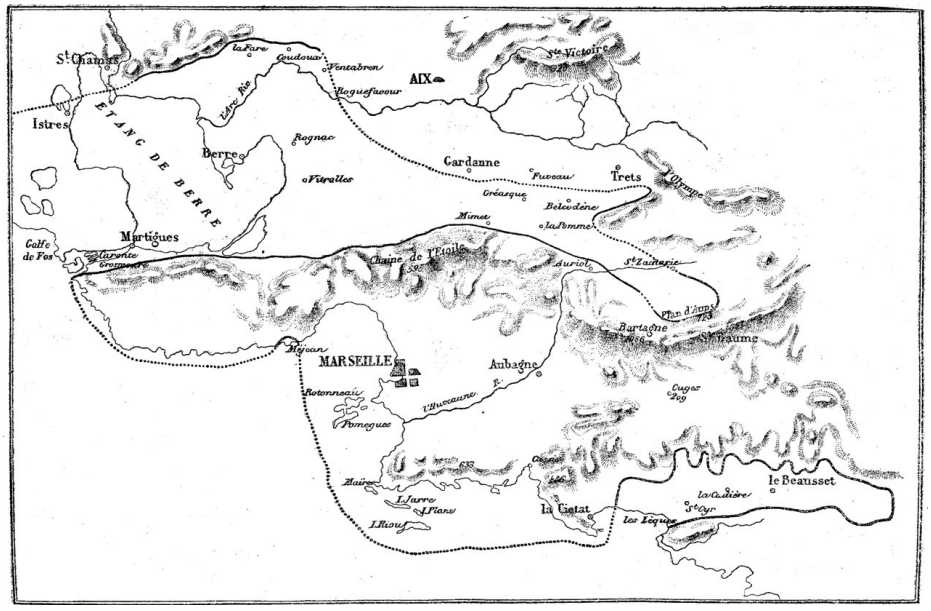


Fig. 9. Esquisse de la paléogéographie de la Basse-Provence au Sénonien (d'après Antoine-Fortuné Marion, 1872). Il s'agit, en fait, d'une interprétation de la distribution des couches marines du Santonien. Les limites d'affleurement du Santonien sont confondues avec des lignes de rivage. Deux digitations de la mer sénonienne séparées par une vaste zone émergée préfigurent le concept de « golfe de Basse-Provence » de Louis Collot.

Comment se traduisaient dans l'enseignement les idées de cette époque sur la tectonique de la Basse-Provence ? Il semble que l'on avait une conception plus géographique que géologique des massifs provençaux auxquels on faisait jouer le rôle d'obstacles ou de barrières naturelles édifiées de longue date. Dans le cours de géologie qu'il professait,

en 1872, à la faculté des sciences de Marseille, **Antoine Fortuné Marion** faisait ainsi appel à des soulèvements « *dès la fin de la période jurassique ayant déterminé la première formation des massifs émergés devenus depuis les chaînes de la Sainte Baume et de Sainte Victoire* ».

Pour le futur directeur du laboratoire de zoologie marine de Marseille, ces soulèvements se sont continués pendant la période crétacée en entraînant des retraits successifs de la mer. Confondant limites d'affleurement et limites de rivage, Marion admettait, au Sénonien, l'existence « *entre Marseille et Aix d'un golfe assez profond s'étendant jusqu'au Plan d'Aups* », séparé d'un golfe méridional « *moins large* » (le bassin du Beausset) par une terre émergée (fig. 9). On entrevoit dans cette reconstitution très schématique de Marion la préfiguration du concept de « *golfe de Basse-Provence* » que développera Louis Collot en 1891(a) (voir p. 75), sinon celui de paléostructures duranciennes (voir p. 142).

Un progrès incontestable dans l'analyse structurale des massifs provençaux se fit jour, en 1880, avec la thèse de Louis Collot sur la description géologique des environs d'Aix-en-Provence. Le géologue aixois dessina avec une grande précision la coupe de la haute chaîne de la Sainte-Victoire et le déversement des couches du Jurassique supérieur sur le synclinal de l'Arc (fig. 10).

Il fut le tout premier à s'occuper de chronologie des déformations et le premier à établir clairement l'âge post-lutétien et anté-oligocène de la phase tectonique majeure : « *les mouvements principaux de la contrée sont postérieurs à la série lacustre* […]. *D'autre part, ces mouvements sont antérieurs au terrain sextien*[8] […] *il y a transgressivité des dépôts sextiens et miocènes supérieurs sur tous les terrains antérieurs* ». Collot montra aussi dans la région aixoise l'existence de « *mouvements postérieurs à la Molasse* » ayant créé des failles et des plis affectant l'ensemble concordant des terrains de l'Oligocène et du Miocène supérieur.

On doit à **Louis Roule** la première étude tectonique de la chaîne des Alpilles (1885), étude qui fut quelque peu oubliée par les auteurs ultérieurs, mais qui recèle cependant de judicieuses observations sur la structure de ce massif, interprété comme un anticlinal de Néocomien, « *davantage disloqué par des failles sur le versant méridional* », formé après le dépôt du Crétacé supérieur fluvio-lacustre et recouvert en discordance par la molasse miocène, « *à peu près horizontale ou très peu inclinée* ». Roule établit ainsi l'âge anté-miocène de « *l'orogénie* » principale de la chaîne des Alpilles.

Peu de temps avant les découvertes majeures de Marcel Bertrand, une étude, celle d'**Ernest Villot** sur les rapports entre le bassin de l'Arc et la chaîne de l'Étoile (1883), mit en évidence, de façon explicite, l'existence de mouvements « *horizontaux* » dans la structuration de cette chaîne. Ainsi, souligna-t-il le « *retournement* » des couches du Crétacé sur le flanc septentrional de la chaîne de l'Étoile (fig. 11) :

> « les couches lacustres inférieures ou saumâtres du bassin de l'Arc paraissent plonger sous le turonien qui lui même paraît s'enfoncer sous le cénomanien, celui-ci à son tour sous l'aptien, et le tout semblant vouloir passer au-dessous des masses de la chaîne de l'Etoile ».

[8] C'est le terrain à gypse d'Aix, actuellement attribué à l'Oligocène supérieur. Il a reçu en 1854 de Paul de Rouville le nom de terrain sextien, de Aquæ-Sextiæ, nom latin de la ville d'Aix en Provence.

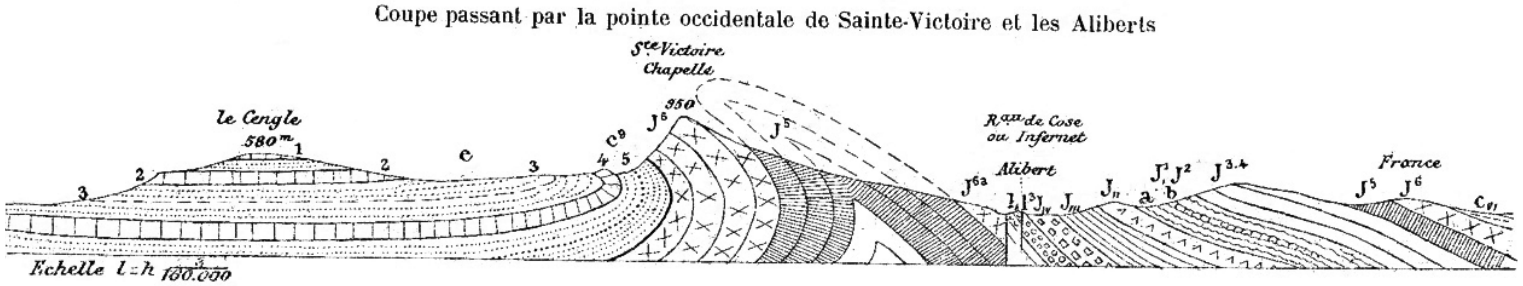


Fig. 10. La chaîne de la Sainte-Victoire par Louis Collot (1891). Cette coupe servira de modèle aux géologues de l'école autochtoniste et à certaines reconstitutions modernes. Noter la structure en anticlinal couché du Jurassique supérieur (J5, J6) de la haute chaîne (première observation du pli de Bimont), dont le flanc nord s'arrête brutalement contre les accidents verticaux de la charnière liasique (lI , l3) de l'Infernet. C9 : Bégudo-Rognacien ; e : Éocène. Comparer avec la figure 84.

Il affirma avec insistance que « *les poussées latérales ont été extrêmement violentes dans le Bassin de l'Arc* » et que « *ce phénomène n'a pu évidemment se produire sans des mouvements horizontaux considérables* […] *je suis disposé à y voir la raison de la fissuration en masse de tous les calcaires de la vallée de l'Arc* ».

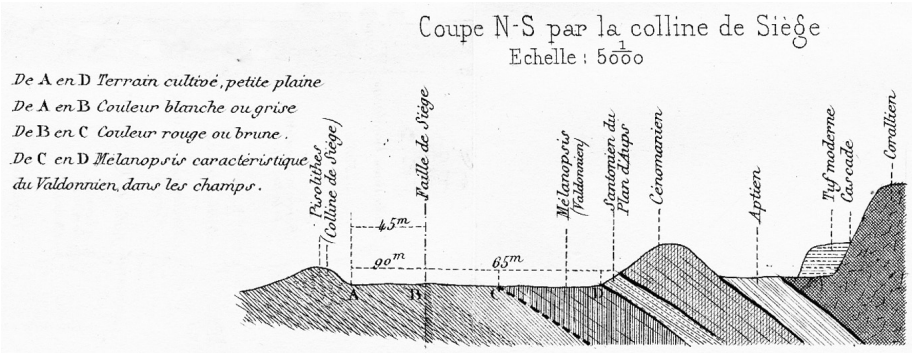


Fig. 11. Interprétation du flanc nord du massif de l'Étoile par Ernest Villot (1883). La coupe est à cheval entre la partie sud du synclinal de l'Arc (à gauche) et le lambeau charrié de Saint-Germain (à droite) (« Corallien »). En dépit du caractère trop schématique de sa coupe, Villot a parfaitement observé (avant Marcel Bertrand) le renversement des couches dans cette partie de la chaîne.

Un tel observateur ne pouvait être que prédisposé aux idées novatrices que Marcel Bertrand allait bientôt répandre. Mais, étonnamment, ce dernier ne souligna pas la portée visionnaire de l'étude de Villot (ingénieur des mines comme lui, rappelons-le), dans le travail qu'il consacra en 1891 à la chaîne de l'Étoile.

Il le fit tardivement, en 1898, dans le mémoire dédié au bassin crétacé de Fuveau et au bassin houiller du Nord, en insistant toutefois sur l'excellence des relevés de Villot dans les exploitations minières, plus que sur son rôle de précurseur dans la compréhension de la structure du bassin de Fuveau et de la chaîne de l'Étoile.

VII. L'exploration de la Haute-Provence

A. La période des défricheurs

Lors des quatre premières décennies du XIX^e^ siècle, la région fut parcourue par des naturalistes collectionneurs de fossiles, comme l'éminent botaniste, paléontologue et malacologue avignonnais **Esprit Requien** (1788-1851), qui fut conservateur du musée Calvet d'Avignon et son ami **Prosper Renaux** (1793-1852), né à Alès, qui fut architecte à la commission des monuments historiques. Le premier légua ses collections au musée d'histoire naturelle d'Avignon, qui porte désormais son nom.

Il y eut encore **Eugène Raspail** (1812-1888), avocat, passionné de sciences naturelles, premier explorateur de la géologie de la région de Gigondas et du massif de Suzette et découvreur d'un saurien fossile dans le Néocomien de Gigondas, dont il publia la description en 1842.

Renaux et Requien conduisirent la course dans le bassin d'Apt qui eut lieu le 15 septembre 1842, à l'occasion de la **Réunion extraordinaire de la Société géologique à Aix-en- Provence**. La Société visita les affleurements de Rustrel et Gargas, étudia le « *système gypseux* » (Oligocène), examina le gisement de mammifères de la colline de Perréal (la Débruge), les sables ocreux et le fer de Rustrel, les marnes à ammonites de Gargas. Dans le compte rendu qu'il fit de l'excursion, Renaux synthétisa avec précision la succession et le contenu paléontologique des différents terrains de la région aptésienne, établissant au passage des comparaisons avec la Basse-Provence que la Société avait visitée les jours précédents.

Un débat opposa toutefois Renaux, Requien et Itier à Coquand sur la place qu'il convenait d'attribuer aux marnes de Gargas. Pour Coquand, elles constituent « *une dépendance des calcaires à Chama ammonia* », tandis que pour ses contradicteurs, les marnes de Gargas sont superposées aux calcaires à *Chama ammonia* et doivent être rattachées à la partie la plus inférieure du Gault. Leur conception, plus proche de la réalité stratigraphique, trouva un écho quelques années plus tard (1887) avec la création par Wilfrid Kilian du sous-étage Gargasien.

B. Le travail précurseur de Scipion Gras

L'excursion de la Société géologique dans le bassin d'Apt prépara certainement les explorations géologiques qui furent faites par **Scipion Gras*** (1806-1873), ingénieur en chef des mines, dans le but de dresser la carte géologique du département du Vaucluse et d'effectuer une description géologique de ce département. Son travail fut publié en 1862.

Le mémoire de Scipion Gras constitue une première synthèse de géographie physique et de géologie du Vaucluse. La description stratigraphique de ce département et de ses principales subdivisions géographiques y tient incontestablement la place la plus importante, précédant l'étude des fossiles (auxquels Scipion Gras prêta cependant une grande attention).

Scipion Gras fit débuter la série stratigraphique du Vaucluse avec les gypses et les cargneules du massif de Suzette mais, comme bien d'autres après lui, il se méprit sur leur âge en les attribuant au Jurassique (Oxfordien) et en liant leur origine à des émanations souterraines chargées d'acide sulfurique.

Après avoir décrit en détail l'Urgonien (qu'il désignait sous le nom de Néocomien supérieur) des monts de Vaucluse, Scipion Gras s'intéressa particulièrement aux « *Marnes à Ancyloceras* » (Bédoulien) qui représentent, selon lui, la base du Crétacé (au sens strict), en raison des affinités avec la faune aptienne de Gargas et dont il établit le caractère transgressif sur des termes variés du « *Néocomien* » sous-jacent. C'est à une origine éruptive et geysérienne qu'il attribua la coloration en teintes vives des sables du Bassin d'Apt (dont il fit par ailleurs une formation d'âge tertiaire).

La formation des poudingues de Valensole ayant, dès 1830, été séparée par Élie de Beaumont de la molasse, elle figura ainsi en Pliocène sur la première *Carte géologique de la France* de Dufrénoy et Élie de Beaumont. Scipion Gras a été, semble-t-il, le premier à en esquisser les modalités de dépôt : « *les courants qui amenèrent ces galets proviennent probablement des montagnes situées au Levant et au Midi* » ; « *la vallée de la Durance n'était pas encore ouverte* ».

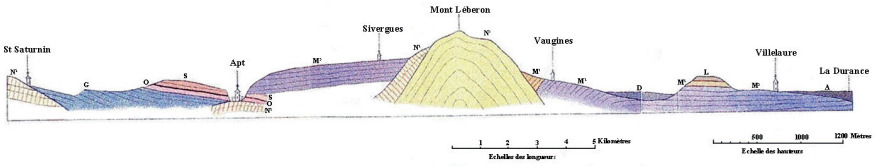


Fig. 12. Structure du Luberon et des synclinaux d'Apt et de la Durance (d'après Scipion Gras, 1862). Le Luberon apparaît comme un anticlinal extrusif au sein des couches miocènes. Noter, près de Vaugines, le plongement de la molasse (M2) au contact du flanc sud du Luberon. N1-N2 : Crétacé inférieur ; G, O : Aptien-Albien ; S : Oligocène ; M1 à L : Miocène ; A : alluvions récentes. [La typographie a été modifiée pour une meilleure lisibilité].

Scipion Gras eut une approche très moderne de la chronologie et du mode de formation des dépôts quaternaires de la vallée de la Durance (qu'il comparait à celle du Rhône) et, de ce point de vue, il apparaît comme un précurseur. Il établit, en effet, l'étagement des dépôts quaternaires en distinguant ce qu'il nomma « *diluvium des vallées, diluvium des plateaux et diluvium des terrasses* ».

Cet étagement est dû, selon lui, « *aux mouvements oscillatoires de l'écorce terrestre* » et, au premier chef, aux oscillations du niveau marin qui, au cours du Quaternaire, vont régir le niveau d'équilibre d'un cours d'eau, l'extension et l'altitude des dépôts fluviatiles, ou au contraire leur érosion. Scipion Gras avança le rôle prééminent des glaciers alpins dans le contrôle de la sédimentation quaternaire, ainsi que l'existence de deux phases glaciaires, la première étant précoce et contemporaine, selon lui, de la surrection des Alpes. Après Scipion Gras, Charles Lory, Wilfrid Kilian, Émile Haug, consacrèrent des travaux au Quaternaire durancien, principalement à la partie alpine de la vallée.

Dans la région de Cucuron, Scipion Gras nota le renversement de la molasse, mais n'en tira aucune conclusion vis-à-vis du massif du Luberon, interprété comme un anticlinal extrusif au sein des couches miocènes des synclinaux d'Apt et de la Durance (fig. 12).

C. Les progrès décisifs dans l'étude des bassins tertiaires

D'autres stratigraphes et paléontologues ont leur nom attaché à l'exploration des terrains tertiaires de la Haute-Provence. Les terrains du Miocène attirèrent d'abord l'attention. En 1864, **Eugène Dumortier** (1801-1876), paléontologue amateur lyonnais communiqua à la Société géologique de France une liste des fossiles miocènes recueillis dans les marnes de Cabrières d'Aigues par Camille Moirenc, d'Apt, ce qui l'amena à établir des comparaisons avec le bassin de Vienne (Autriche) et la Touraine.

Albert Gaudry (1827-1908), beau-frère d'Alcide d'Orbigny, était assistant au Muséum national d'histoire naturelle lorsqu'il mit en lumière (1873) l'intérêt des coupes de Cucuron, de Vaugines et surtout de Cabrières-d'Aigues, dans les limons rouges à *Hipparion gracile* (attribués alors au Miocène supérieur), pour l'étude des restes de mammifères, accompagnée de la description des mollusques par **Paul Fischer (**1835-1893**)**, du Muséum national d'histoire naturelle de Paris, et **Raoul Tournouër** (1822-1882). Cette étude fut suivie, en 1878, par celle de **François Fontannes*** (1839-1886) qui contribua à la connaissance des terrains néogènes du flanc méridional du Luberon et de la rive droite de la basse Durance.

L'Oligocène de la Haute-Provence fit aussi l'objet de travaux de qualité. **Gaston de Saporta** s'intéressa, dès 1862, à la série du bassin d'Apt et de Manosque-Forcalquier et il en dressa des coupes détaillées ce qui l'amena, en particulier, à souligner la grande épaisseur (1500 m) de ce « *système* » dans la région de Manosque. Il présenta (1864b) une coupe du « *terrain lacustre à gypse* » des environs de Bonnieux (bassin d'Apt) suivie, en 1867, par la description de la flore des « *lits à poissons de Bonnieux* » et du bassin à lignites de Manosque. À cette occasion, il donna une description d'ensemble des terrains oligocènes et une remarquable reconstitution des milieux de végétation de cette époque.

François Fontannes, quant à lui, effectua, en 1885, une révision stratigraphique et paléontologique des terrains de l'Oligocène (connus alors sous le nom de « *groupe d'Aix* »), en privilégiant l'analyse détaillée des coupes-types. Dans le massif de Gigondas, il attribua l'ensemble des terrains à gypse au Tongrien, mais laissa à tort dans l'Éocène la Formation des cargneules triasiques de Suzette.

Il donna un âge « *ligurien* » (Éocène supérieur) au niveau de lignite à restes de vertébrés de la Débruge, dont Paul Gervais (1816-1879) avait effectué l'étude systématique des mammifères dans sa *Zoologie et Paléontologie françaises (Animaux Vertébrés)* (1848-1852). Fontannes précisa également la stratigraphie de l'Oligocène dans les bassins de Manosque et de Pertuis. Son travail fut suivi (1889) par celui de **Wilfrid Kilian*** (1862-1925) pour le bassin de Forcalquier.

Il convient de citer aussi la contribution d'**Édouard Desor** (1811-1882), zoologiste, géologue et préhistorien suisse, collaborateur de Louis Agassiz (1807-1873), à la stratigraphie des poudingues de Valensole qu'il compara (1869) à la « *Nagelfluh* » (molasse conglomératique) suisse et attribua à l'ensemble de la formation un âge miocène supérieur qui fut adopté, après lui, par Wilfrid Kilian. Ce dernier arriva (1889) à la conclusion que tous les poudingues sont miocènes et cette opinion fut, dès lors, généralement acceptée ; elle s'exprima sur la première édition des feuilles de Forcalquier, Digne et Castellane à 1/80 000.

D. La contribution de Franz Leenhardt

Une étude géologique du Mont-Ventoux, plus détaillée que celle de Scipion Gras, fut publiée en 1883 dans la thèse de **Franz Leenhardt*** (1846-1922), chargé de cours à la faculté de théologie protestante de Montauban.

Leenhardt fit connaître la stratigraphie détaillée du Crétacé inférieur du Mont-Ventoux (particulièrement de l'Urgonien et de l'Aptien, dont la célèbre coupe de Gargas qu'il décrivit de façon précise), ainsi que celle de l'Albien et du Cénomanien du bassin de Bédoin. C'est Leenhardt qui, le premier, montra le passage latéral de la partie supérieure de l'Urgonien du Ventoux au calcaire à ammonites de Vaison.

Auteur d'une carte géologique à 1/80 000, Leenhardt mit en évidence le fossé de Sault (à l'Est de Carpentras), mais échoua, plus à l'Ouest, dans l'interprétation du massif de Suzette, en attribuant au Tertiaire les gypses et cargneules du Keuper.

Son interprétation tectonique d'ensemble du Mont-Ventoux reste caractérisée par la logique des failles verticales et des plissements simples, à peine ébauchés.

Chapitre 3

De Marcel Bertrand à Émile Haug, la découverte des nappes de charriage provençales

Les deux dernières décennies du XIX^{e} siècle furent marquées par un renouvellement profond des recherches géologiques en Provence, qui se poursuivit pendant le premier quart du XX^{e} siècle.

La stratigraphie s'efface désormais devant l'étude structurale des massifs provençaux, y compris ceux de la Provence cristalline, mais elle lui sert de guide essentiel et, comme nous le verrons, certains travaux relatifs à cette discipline constituèrent des contributions de premier ordre à la connaissance géologique de la Provence.

L'exploration minière des gisements de lignite en différents secteurs de la Provence, ainsi que les relevés pour les premières cartes à 1/80 000 vont éclairer de façon décisive la compréhension de la structure de la région.

Dans le bassin de l'Arc, la « *galerie à la mer* » va fournir des observations importantes pour l'interprétation du chevauchement de l'Étoile. Dans la région toulonnaise c'est le tunnel dit de l'Eygoutier qui contribue à la compréhension structurale des massifs paléozoïques. La cartographie géologique n'est pas en reste et constitue la base des nouvelles interprétations structurales.

La 1re édition de la carte à 1/80 000 de Toulon, levée par Marcel Bertrand, paraît en 1887 ; celle d'Aix par Louis Collot en 1890 ; de Marseille par Marcel Bertrand et Charles Depéret en 1890 ; de Draguignan par Philippe Zürcher en 1891 ; de Forcalquier par Franz Leenhardt, Charles Depéret et Wilfrid Kilian en 1891 ; du Buis par Franz Leenhardt, Wilfrid Kilian et Victor Paquier en 1889. La deuxième édition de la feuille Antibes à 1/80 000, révisée par Émile Haug et Albert Michel-Lévy, paraît en 1914.

La carte à 1/50 000 de l'Estérel par Albert Michel-Lévy est publiée en 1912 ; celles de Toulon et La Ciotat, par Émile Haug et ses collaborateurs le sont respectivement en 1924 et 1925.

Ces différents documents apportèrent des données stratigraphiques nouvelles, qui vinrent compléter ou préciser celles de la période précédente. Mais ce sont les travaux de **Marcel Bertrand*** (1847-1907) en Basse-Provence (P. Termier 1908 ; E. de Margerie, 1927 ; F. Ellenberger, 1987 ; M. Durand-Delga, 2010) et sa découverte des « *plis couchés* », puis des « *nappes de charriage* » qui vont propulser la Provence sur le devant de la scène géologique et l'élever au rang de région-type pour la tectonique de couverture.

I. Les découvertes majeures de Marcel Bertrand en Basse-Provence calcaire

Il faut distinguer deux périodes dans l'œuvre de Marcel Bertrand en Provence. Lors de la première (1884-1892), il étudia et cartographia les principaux massifs de la Basse-Provence et en donna l'explication structurale. La seconde période, plus courte (1898-1900), fut celle des grandes synthèses tectoniques de la Basse-Provence, pendant laquelle Marcel Bertrand étendit de plus en plus l'amplitude des charriages, parfois sans appui des données de terrain.

A. Première période (1884-1892)

Marcel Bertrand aborda la Provence calcaire en 1884 avec l'un des massifs emblématiques de la région, la Sainte-Baume. La carte et les coupes qu'il en donne, restituent la structure de la série renversée du massif, qu'il interpréta comme un vaste « *pli-couché sur une longueur de plus de quinze kilomètres* », chevauchant le Plateau crétacé supérieur du Plan d'Aups (fig. 13). Dans ce premier essai, il ne découvrit cependant pas l'ensemble de la structure du massif, faisant, comme Henri Coquand, buter par une faille verticale, l'unité de Roqueforcade (qu'il jugeait alors autochtone) contre le synclinal du Plan d'Aups.

En 1887, Bertrand résolut de brillante manière l'anomalie stratigraphique du Beausset qui rendait depuis longtemps perplexe les géologues. Écartant l'interprétation d'Aristide Toucas qui faisait du Trias du Beausset « *un récif, une saillie du fond de l'ancienne mer crétacée* », il montra que le Trias est en recouvrement sur les couches du Crétacé supérieur.

Son interprétation structurale s'appuie sur une analyse stratigraphique extrêmement détaillée de la région, démarche qui reste l'une des marques caractéristiques de l'œuvre de Marcel Bertrand.

Si l'anomalie du Beausset trouve son explication dans un « *pli anticlinal renversé de Trias* » recouvrant le Crétacé « *sur une largeur de 5 kilomètres* » (fig. 14), un autre fait fut également souligné par Bertrand, « *c'est l'importance du rôle de la dénudation* », qui isole de leur racine (comme au Castellet), des lambeaux de Trias recouvrant le Crétacé.

Cette étude exemplaire, qui reste l'une de ses œuvres les plus célèbres, résista aux critiques des géologues autochtonistes (à l'exception de l'obstiné Eugène Fournier) qui ne trouvèrent rien à redire à la démonstration lumineuse de Marcel Bertrand.

1888(a) : M. Bertrand revint à la Sainte-Baume, qu'il avait insuffisamment explorée, et mit en évidence, au Sud de Saint-Zacharie et d'Auriol, de nouveaux recouvrements des couches crétacées par des lambeaux de Jurassique[9].

[9] C'est l'unité connue dans la littérature sous le nom de « *collines d'Encauron* ».

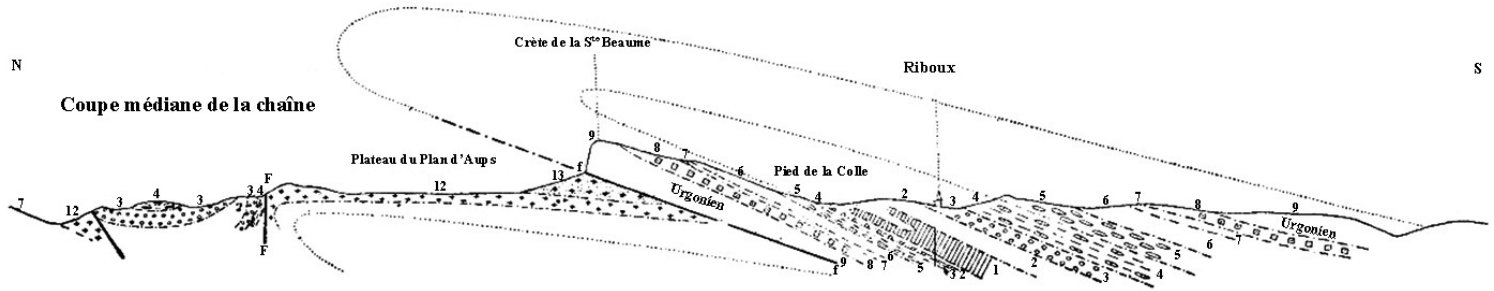


Fig. 13. Esquisse structurale du massif de la Sainte-Baume par Marcel Bertrand (1884). Dans ce premier essai, Bertrand dessine la haute chaîne comme un grand pli anticlinal couché à noyau de Trias (1) chevauchant le Crétacé supérieur (12-13) du Plateau du Plan d'Aups. Au Nord, l'unité jurassique de Roqueforcade (2-3-4) n'est pas encore interprétée come un lambeau charrié, mais comme une partie de l'Autochtone limité par deux failles : l'une verticale, l'autre faiblement inclinée. [La typographie a été modifiée pour une meilleure lisibilité].

Il n'entrevit alors qu'une possibilité de racine à ces lambeaux de recouvrement : la couverture jurassique du Trias de l'Huveaune, qui forme un « *pli anticlinal couché et déversé* » vers le Sud sur le massif de la Sainte-Baume. L'unité jurassique de Roqueforcade, que Marcel Bertrand avait d'abord enracinée, devient dans son nouveau schéma : « *un massif de recouvrement* » issu de la série normale chevauchante de la Sainte-Baume, « *homologue des collines jurassiques de Saint Zacharie* ».

La partie autochtone a donc été recouverte par un double pli-couché de sens opposé que Bertrand relia dans l'espace « *en une ceinture semi-circulaire autour de la Lare* ». Ce fut le point de départ de sa théorie des « *plis sinueux* », dont il douta d'ailleurs rapidement après sa première exploration du massif d'Allauch (novembre 1888). Dans cette note, Bertrand mit en évidence un phénomène tectonique qui se révéla par la suite important pour la compréhension de la Provence, celui des failles et des plis postérieurs aux recouvrements et qu'il désigna sous le terme général d'« *affaissements* ».

La Basse-Provence orientale suscita également son intérêt car, après avoir parcouru à l'automne 1887 avec **Philippe Zürcher*** (1853-1929) le secteur de Salernes, Bertrand fut convaincu de l'existence, dans cette région, de « *phénomènes de recouvrements* ». Ainsi, en décembre 1888(b), il fit connaître le « *pli-couché jurassique de Pontevès* » sur le Crétacé supérieur de Salernes notant le premier que « *la structure typique de grands plis couchés, constatée à l'ouest de la Provence, se continue au nord-est dans la région de Draguignan* ».

Lors de la **Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Provence** (29 septembre-6 octobre 1891) qu'il présida, et qu'il guida avec la collaboration de Louis Collot et de Philippe Zürcher, Marcel Bertrand fit la démonstration de l'existence de recouvrements en Provence, en prenant pour exemples la région du Beausset et celle de Salernes. Le programme de l'excursion ne permit pas aux participants de visiter le massif de la Sainte-Baume.

L'un des débats les plus vifs qui émaillèrent cette excursion fut celui entre Aristide Toucas et Marcel Bertrand sur l'interprétation structurale du secteur du Beausset, Bertrand réfutant avec brio les objections de Toucas sur le charriage du Trias[10].

Tout porte à croire que les faits indubitables montrés par Bertrand, Collot et Zürcher au cours de cette excursion, aient convaincus la majeure partie des participants de « *la réalité de ces grands phénomènes de chevauchement, qui forment le trait dominant de la structure du pays* » : phrase par laquelle Bertrand clôtura à Brignoles la dernière séance de cette réunion extraordinaire.

Décembre 1891 : sitôt la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France terminée, Marcel Bertrand apporta une nouvelle contribution d'importance à la tectonique provençale en publiant sa première monographie sur le massif d'Allauch (au Nord d'Aubagne). Bertrand avait déjà abordé l'exploration de ce massif en 1888 et avait effectué des observations intéressantes, notamment sur l'existence d'une bande continue de Trias entourant le massif crétacé.

[10] Une autre controverse courtoise l'opposa à Eugène Renevier sur l'interprétation d'une « *brèche* » au contact entre le Trias et le Crétacé supérieur, qui entraîna une réponse embarrassée de Marcel Bertrand. Nous reviendrons plus loin (p. 201) sur ce sujet.

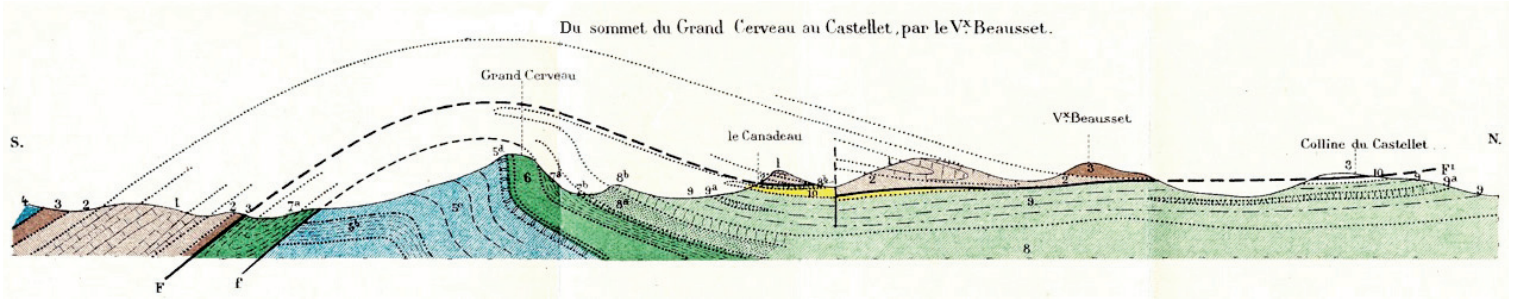


Fig. 14. La célèbre coupe de « l'anomalie triasique du Vieux Beausset » (d'après Marcel Bertrand, 1887). Le lambeau charrié de Trias (couches 1 à 3) reposant sur le Crétacé supérieur du synclinal du Beausset est interprété comme l'apex d'un vaste pli anticlinal couché prenant racine au Sud du massif jurassique et crétacé inférieur du Grand Cerveau. Comparer avec la figure 6.

De cette configuration, qu'il qualifiait de « *pénétration des marnes irisées dans le Crétacé* », Bertrand en avait déduit que « *le massif d'Allauch, avant les dénudations, a été couvert complètement par le Trias ou par les couches jurassiques ; le chapeau de Garlaban,* […] *est un dernier témoin de ce recouvrement, et le renversement de la série près d'Allauch en montre encore l'amorce* ». Sa note de 1891 apporta des faits précis de terrain montrant à l'évidence l'importance des recouvrements et des étirements mécaniques des couches du Trias et du Jurassique sur les bordures du massif d'Allauch[11].

Par excès de prudence, Bertrand ne retint toutefois que comme hypothèse le charriage du Trias sur le Crétacé de l'aire centrale. Les coupes qu'il dessina du massif (fig. 15), montrent cependant à l'évidence le charriage des collines de Pichauris et de Peypin et la localisation de leur racine au sud d'Allauch.

Entre 1891 et 1896, Marcel Bertrand, pris par d'autres tâches dans les Alpes, fut contraint de ralentir ses travaux provençaux et ne présenta que quelques observations succinctes sur les bandes triasiques, notamment celles de Barjols et de Rians, cette dernière attirant particulièrement son attention car, nota-t-il (1893) : « *la bande triasique a ici manifestement fonctionné comme obstacle* […] *son emplacement était déjà spécialisé avant le plissement principal* […] *ayant fait de cette bande une ligne directrice imposée aux plissements subséquents* ».

L'année 1895 vit poindre une vigoureuse contestation des travaux de Marcel Bertrand en Provence de la part d'un élève de Gaston Vasseur, le fougueux et polémiste **Eugène Fournier*** (1871-1941). Opposant farouche aux nappes de charriage, il était partisan de l'existence en Provence de plis sinueux ou en champignon et de la présence de môles résistants (p. ex. le massif d'Allauch) formant obstacle au déferlement des plis.

Fournier rejetait toute idée de chevauchement ou, *a fortiori,* de nappe de charriage en Provence, s'obstinant à interpréter le lambeau de recouvrement triasique du Vieux Beausset comme un « *pli en champignon* ». Sa synthèse sur la tectonique provençale, publiée en 1900, fut plus un réquisitoire contre les travaux de Marcel Bertrand qu'un véritable apport scientifique, objectif et documenté.

Les réponses de Marcel Bertrand aux objections d'Eugène Fournier, d'abord courtoises et modérées, devinrent plus radicales (1898) en mettant durement l'accent sur les insuffisances des notes de Fournier : « *je n'ai vu que la reproduction, sous une forme à peine modifiée, de coupes et de faits déjà connus* »[12].

[11] Il interpréta cependant, à tort, les lacunes stratigraphiques de l'aire centrale du massif comme des suppressions de couches dues à des étirements mécaniques.

[12] Voir *in* M. Durand-Delga, 2010, p. 139-140, un exposé plus complet sur la querelle avec Eugène Fournier.

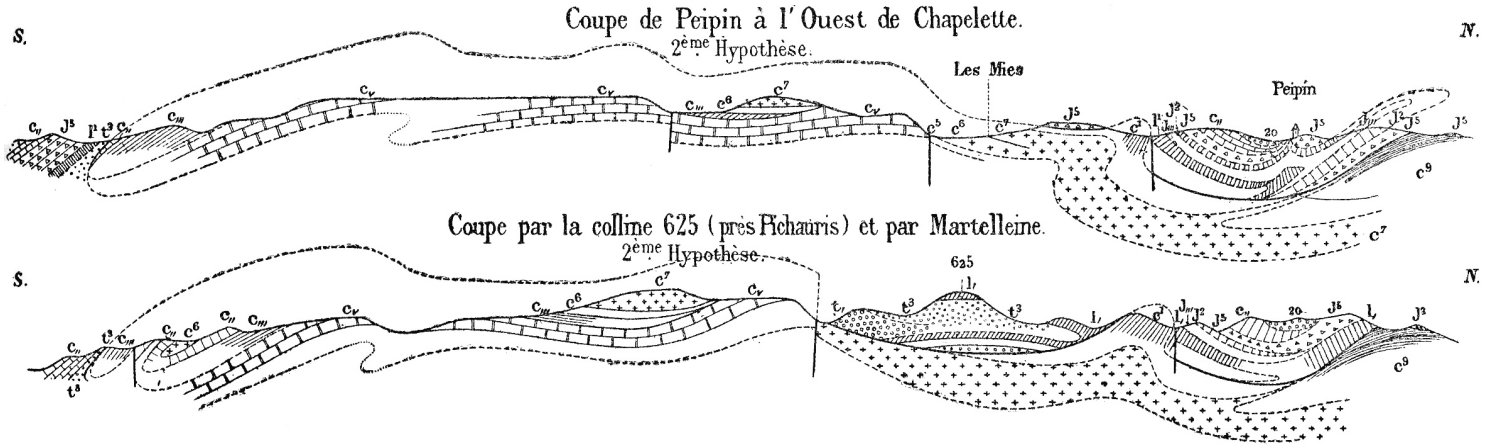


Fig. 15. Deux coupes du massif d'Allauch (d'après Marcel Bertrand, 1894). Le charriage des collines triasiques et jurassiques de Peipin et de Pichauris par dessus l'aire autochtone crétacée du massif n'est présenté, à cette date, que comme l'une des deux hypothèses qu'il proposa.

B. Deuxième période (1898-1900)

C'est la période des grandes synthèses de Marcel Bertrand sur la Provence. En 1898, dans sa note consacrée à la nappe de recouvrement des environs de Marseille, il établit tout d'abord que « *le massif de l'Etoile et, par conséquent le massif de la Nerthe qui fait corps avec lui, sont des massifs charriés, formant au dessus du Crétacé une vaste nappe de recouvrement* ». L'Étoile n'est pas un vaste « *pli couché* » recouvrant sur plusieurs kilomètres l'autochtone du bassin de l'Arc, mais une superposition de deux nappes charriées (fig. 16) : une « *nappe supérieure* » décollée sur le Trias, une « *nappe renversée* » poussant devant elle une « *lame de charriage* » arrachée au bassin de l'Arc et au front de laquelle existe un « *synclinal de retroussement* » (le pli de Bouc, étudié par Gaston Vasseur).

La prise en considération par Marcel Bertrand de chevauchements cisaillants connus dans les Alpes, ne fut sans doute pas étrangère à cette nouvelle vision des structures provençales (Durand-Delga, 2010, p. 140). Les observations que Bertrand fit dans les galeries des mines de Gardanne, apportèrent également des données importantes à ses nouvelles interprétations.

Bien évidemment, Marcel Bertrand songea au prolongement vers l'Est de ces nappes de charriage et les massifs de l'Aurélien et de la Sainte-Baume vinrent immédiatement à son esprit. Voici que, pour la première fois, il remit en question l'autochtonie de la bande triasique de l'Huveaune, pourtant affirmée dans toutes ses contributions précédentes.

Il déclara ainsi, sans démonstration :

> « tout ce que je crois dès maintenant pouvoir affirmer, c'est que la même nappe renversée reparaît dans la chaîne de la Sainte-Baume, et que le Trias de la vallée de l'Huveaune entre l'Étoile et Saint-Zacharie fait, comme celui de Saint-Julien [au sud du massif d'Allauch], partie de la nappe supérieure de charriage ».

Et un peu plus loin: « *le Trias fait boule, il peut se détacher de la nappe, c'est là l'origine de la bande triasique de l'Huveaune* ». Or, il avait précédemment reconnu (1891) que : « *le Crétacé* [supérieur, autochtone] *du massif de la Sainte-Baume est nettement superposé au Trias de l'Huveaune* »[13].

Vint alors (1899) son importante note sur la grande nappe de recouvrement de la Basse-Provence. C'est son œuvre majeure, dans laquelle il récapitula l'ensemble de ses observations faites au fil de quinze années de labeur et développa son interprétation sur la structure en grandes nappes de charriage de la Basse-Provence occidentale, en dressant de remarquables coupes, très proches des conceptions actuelles, sur les chevauchements de l'Étoile et du massif d'Allauch. Toutefois, cette synthèse n'inclut pas le massif de la Sainte-Baume ni celui de l'Olympe, massifs que Marcel Bertrand voulait réétudier.

[13] Ce qui sera confirmé par les travaux ultérieurs sur les collines des Lagets.

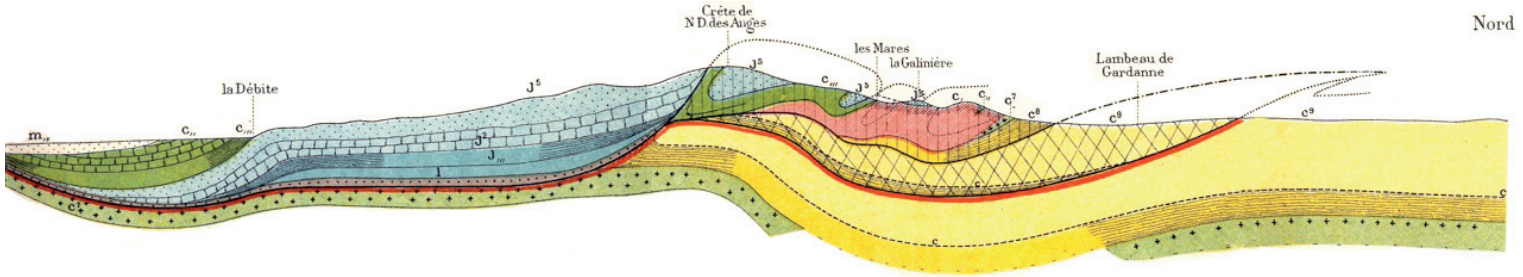


Fig. 16. La tectonique du massif de l'Étoile (d'après Marcel Bertrand, 1898). L'Étoile est interprétée par Bertrand comme une « nappe de recouvrement » *comprenant trois unités structurales charriées sur le bassin crétacé supérieur de l'Arc (voir détails dans le texte, p. 60).*

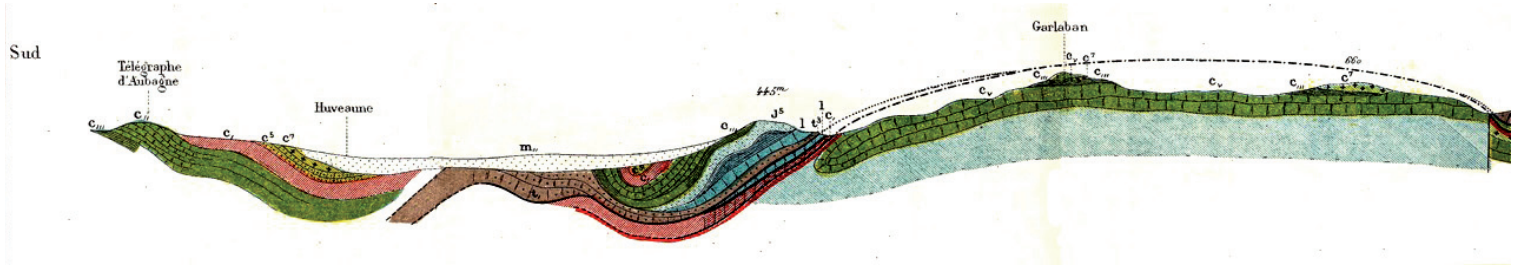


Fig. 17. Interprétation du soubassement structural de la vallée de l'Huveaune et du massif d'Allauch (d'après Marcel Bertrand, 1899). Le Trias de l'Huveaune (tI) est dessiné par Bertrand comme prenant hypothétiquement racine sous le massif de Carpiagne (Télégraphe d'Aubagne) et assurant le charriage de sa couverture normale sur l'autochtone du massif d'Allauch. Noter le lambeau renversé du Garlaban.

Dans cet essai, il abandonna définitivement l'hypothèse des « *plis sinueux* », à laquelle Fournier restait attaché, ainsi que celle du « *pli couché* » pour le massif de l'Étoile. Mais il retint encore l'idée que l'aire centrale du massif d'Allauch ait pu jouer le rôle de « *saillie* » et faire obstacle à la propagation des « *charriages* ». Le Garlaban est « *un pli couché* » au front de la nappe triasique du flanc méridional du massif d'Allauch. Celle-ci a « *raboté* » les couches les plus récentes (Valdo-Fuvélien) qui se trouvaient initialement sur l'aire centrale pour former « *une lame de charriage* », et « *retroussé* » les autres.

Marcel Bertrand manifesta cependant une grande hésitation sur l'interprétation à donner à la bande triasique de Marseille à Saint-Zacharie. Ses coupes montrent cependant un plongement du Trias de Saint-Julien et de l'Huveaune vers le Sud sous le massif de Carpiagne et l'existence d'un grand pli anticlinal de Trias à l'aplomb de la vallée de l'Huveaune, masqué par les terrains oligocènes (fig. 17). Mais Bertrand ne mentionna cette interprétation que « *comme une première approximation* », en annonçant toutefois avec certitude :

> « que les mêmes nappes se continuent dans la Sainte-Baume et dans l'Olympe, et que toute la grande bande triasique en fait partie, de Marseille à Saint-Zacharie, et de Saint-Maximin à Barjols. Ce n'est donc déjà plus vingt, mais quarante kilomètres qu'il faut leur attribuer ».

Marcel Bertrand va franchir le pas de l'allochtonie des bandes triasiques de la Basse-Provence lors du **8e Congrès géologique international tenu à Paris en 1900**. Bertrand guida l'excursion en Provence. Les grandes coupes synthétiques qui illustrent le livret-guide de l'excursion séparent clairement la nappe de charriage du Beausset de celle de la Sainte-Baume, du massif d'Allauch et de l'Étoile, réunis en un même ensemble structural. Mais la bande triasique de l'Huveaune est interprétée comme charriée et prenant racine dans l'axe du pli de la Sainte-Baume (fig. 18). Dans la partie méridionale de ce massif, le petit compartiment cénomanien affaissé de Chibron (fig. 18, coupe du haut) est dessiné comme une fenêtre tectonique sous la nappe du Beausset, et le Trias de Méounes comme faisant partie de la grande nappe de la Sainte-Baume dont il constituerait le soubassement. Marcel Bertrand conclut alors que « *les grandes bandes de Trias de la Provence marqueraient ainsi la place des synclinaux préexistants au phénomène de chevauchement* ».

Chez Marcel Bertrand, les considérations théoriques l'avaient désormais emporté sur l'observation des faits. Les épreuves familiales et la maladie empêchèrent Bertrand de mettre à l'épreuve du terrain l'hypothèse de la « *grande nappe de recouvrement* » de la Provence dont il avait cru percevoir l'existence par le raisonnement.

Mais l'œuvre impérissable et féconde de ce « *géant de la géologie* » allait, dans les années qui suivirent sa disparition, peser d'un poids considérable sur les travaux qui, dans son sillage, allaient être réalisés sur les massifs de Basse-Provence.

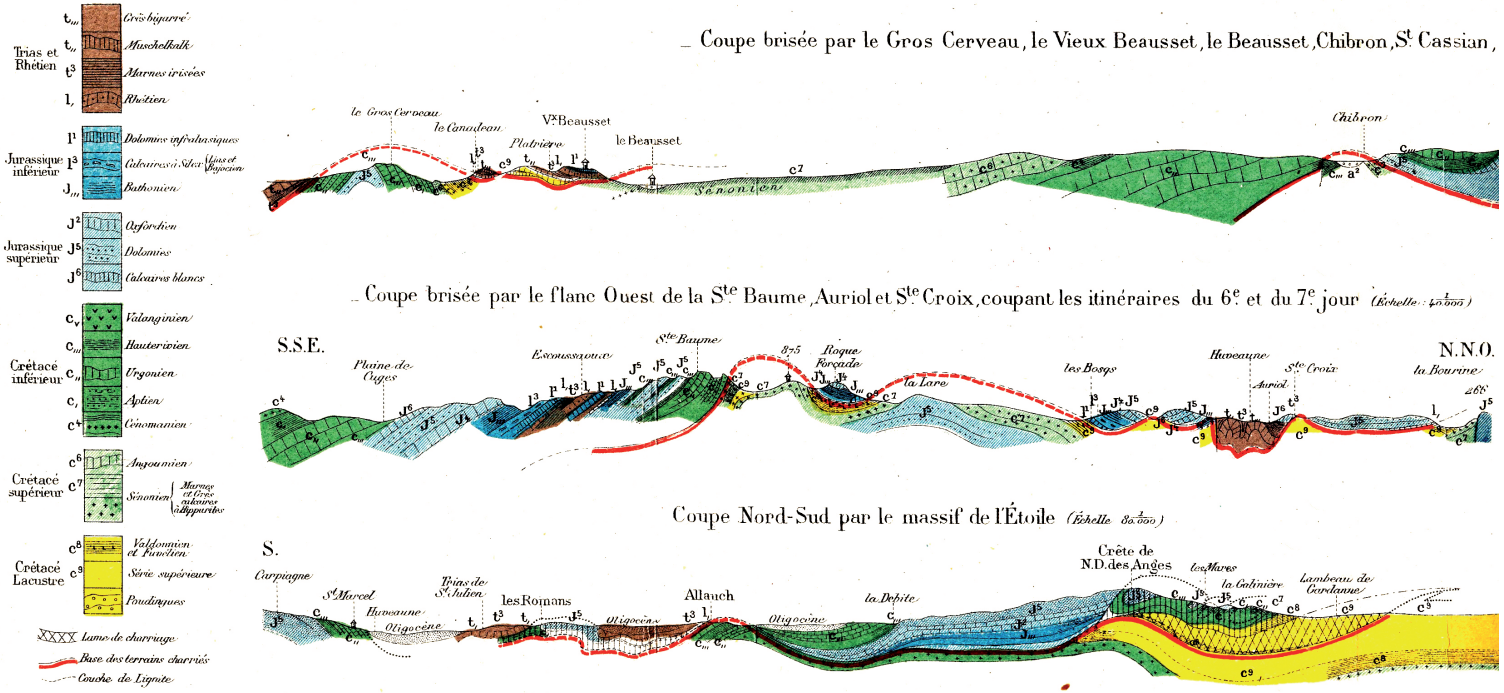


Fig. 18. Les dernières interprétations de Marcel Bertrand sur la tectonique de la Basse-Provence (1900). Sur la coupe du haut, de la région toulonnaise au flanc sud de la Sainte-Baume, noter la zone de Chibron dessinée par Bertrand comme une fenêtre dans sa nappe du Beausset et de la Sainte-Baume. Coupe du milieu : la zone triasique de l'Huveaune correspond à une unité allochtone prenant racine dans l'axe du pli de la Sainte-Baume. Coupe du bas : l'Étoile est vue comme une grande nappe entièrement décollée sur le Trias et charriée sur le bassin de l'Arc ; Bertrand reste hésitant sur l'interprétation structurale (allochtonie ou enracinement) du Trias de l'Huveaune-Saint-Julien.

II. Disciples et continuateurs de l'œuvre de Marcel Bertrand en Basse-Provence calcaire

Deux géologues contemporains de Marcel Bertrand furent ses disciples, accompagnant le maître de l'école tectonique française sur le terrain, épousant ses vues et ses interprétations structurales et effectuant des travaux de qualité qui ont aussi grandement compté dans la géologie provençale.

Louis Collot (1846-1915) tout d'abord, dont nous avons vu le rôle précurseur sur d'autres sujets, n'eut aucune difficulté à suivre la théorie des « *plis-couchés* » de Marcel Bertrand, étant « *prédisposé à les admettre* », après ses travaux sur les massifs de la région aixoise.

Né à Aix-en-Provence, Collot avait parcouru dans sa jeunesse le massif de la Sainte-Victoire et ses environs. Il en fit le sujet de sa thèse, qu'il soutint en 1880. Dans ce travail, tout à fait remarquable, accompagné d'une carte géologique à 1/80 000 et de nombreuses coupes, Collot effectua en outre une étude stratigraphique et paléontologique extrêmement détaillée des terrains jurassiques qui forment l'ossature du massif de la Sainte-Victoire, ainsi que des terrains tertiaires des bassins de l'Arc et de la basse Durance.

Par la suite, il publia (1891b), une description « *des plis couchés de la feuille d'Aix* » : Sainte-Victoire (cf. fig. 10, p. 47), Olympe, Étoile, Lingouste, Palières ; cette étude se révéla féconde, même si elle resta en retrait par rapport aux travaux de Marcel Bertrand.

De **Philippe Zürcher** (1853-1929), autre disciple de Bertrand, Pierre Termier disait : « *son œuvre géologique est fort importante. Commencée vers 1886 ou 1887, à l'époque même où Marcel Bertrand s'attaquait à la Provence et préludait à des découvertes qui devaient avoir un immense retentissement, l'œuvre de Zürcher, de portée plus locale et de proportions plus modestes, a fourni au Maître une base solide pour asseoir ses hypothèses* ».

Auteur de la première édition de la feuille géologique de Draguignan à 1/80 000, Zürcher bénéficia de l'« é*clairage* » de Marcel Bertrand sur la tectonique de cette région. En 1890, il fut ainsi le premier à décrire le recouvrement (« *pli-couché* ») du massif de la Loube sur le synclinal de Camps (fig. 19), soulignant « *qu'il est facile de voir que ce recouvrement se raccorde d'une façon parfaitement continue avec* […] *la chaîne de la Sainte-Baume* ».

Dans le sillage des travaux pionniers de Marcel Bertrand en Basse-Provence orientale, Zürcher présenta, en 1891, une étude très argumentée des « *plis couchés* » de la région de Salernes et d'Aups.

À la suite de ces deux disciples de Bertrand, trois autres géologues, Arthur Bresson, Joseph Répelin et Émile Haug, s'intéressèrent à la tectonique provençale en épousant dans leur ensemble les vues du maître, quitte à les compléter ou les consolider, voire les amplifier (ce qui fut surtout le cas de Haug).

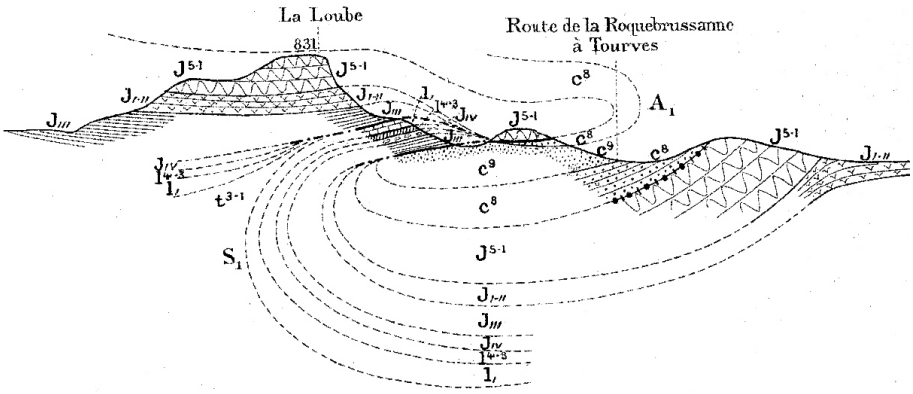


Fig. 19. Structure du massif de la Loube (d'après Philippe Zürcher, 1890). Dans cette coupe Nord-Sud (le Nord à droite), Zürcher interprète la Loube comme un pli couché à flanc inverse étiré chevauchant le Crétacé supérieur (Valdo-Fuvélien, c9) du synclinal de Camps.

Arthur Bresson (1873-1946), élève de Gaston Vasseur, préparateur et ami d'Eugène Fournier à l'université de Besançon, mais qui fut associé aux travaux tectoniques de Marcel Bertrand, décrivit, en 1898, le massif de la Salette, près de Marseille, dont il mit en évidence la stratigraphie et la structure, sous forme d'un grand pli à cœur triasique couché vers le Nord.

Joseph Répelin* (1862-1942), était collaborateur au Service de la Carte géologique de la France lorsqu'il entreprit en 1900, avec les encouragements de Marcel Bertrand, une étude de la chaîne de la Nerthe, qui montra l'absence de nappe renversée sur le flanc septentrional du chaînon (que Marcel Bertrand avait supposée par analogie avec le massif de l'Étoile), mais qui confirma les fenêtres de Crétacé supérieur dans la partie méridionale du massif (zone de Sausset), attestant ainsi de l'existence du grand chevauchement que Marcel Bertrand avait mis en évidence peu avant (1899).

Répelin révisa également (1922) la tectonique du massif de la Sainte-Baume car, selon ses termes, Marcel Bertrand avait fait preuve d'un certain « *flottement* » dans l'interprétation de la structure du massif. Il est vrai qu'en l'espace de seize ans, Bertrand avait changé quatre fois d'opinion sur le sujet ! Répelin confirma le charriage de l'unité jurassique de Roqueforcade-Nans, mais n'adhéra pas à l'interprétation de Bertrand (et de Haug) sur l'allochtonie de la bande triasique de l'Huveaune, dont il montra l'ennoiement sous le Crétacé supérieur autochtone du synclinal d'Encauron.

Alors qu'il avait fait preuve de modération et d'objectivité à l'égard de l'œuvre du maître de la tectonique provençale, Répelin souscrivit tardivement à des conceptions ultra-nappistes et crut voir (1916) dans les îles du Frioul, au large de Marseille, puis dans le massif des calanques (1928), des « *fenêtres d'Aptien* » en affleurement ici, sous la « *grande nappe de recouvrement* » de Marcel Bertrand[14].

[14] Il fut montré par la suite (Denizot, 1934) que les soi-disant fenêtres d'Aptien décrites par Joseph Répelin près du rivage des calanques ne sont, en réalité, que des effondrements de voûtes karstiques au sein de la masse urgonienne qui constitue l'ossature de ces régions.

On doit cependant porter au crédit de Répelin sa clairvoyance dans l'interprétation géologique du grand tremblement de terre qui affecta la Provence le 11 juin 1909. Alors que les rapports des diverses commissions d'enquête n'apportaient aucune preuve tangible susceptible d'expliquer le phénomène, Joseph Répelin publia le 29 novembre 1909 une mise au point géologique remarquable, mais injustement oubliée dans les études récentes, en dépit des précisions qu'elle apporte.

Il fut en effet le premier à reconnaître le rôle majeur de la faille post-miocène de la Trévaresse et à « *fixer comme emplacement de la région épicentrale la partie de la Trévaresse entre Venelles et Saint Cannat* ». Cette région correspond, selon lui, à une zone de « *complication tectonique maxima* », au point de rencontre de nombreux plis régionaux. Il conclut en affirmant que « *le tremblement de terre de Provence peut donc bien être classé parmi les séismes à caractères tectoniques* ».

Émile Haug* (1861-1927), convaincu du bien-fondé des travaux de Marcel Bertrand, dont il avait été le collaborateur dans les Alpes, s'inspira des conceptions de son prédécesseur dans les levés cartographiques à 1/10 000 qu'il effectua pour l'établissement des cartes à 1/50 000 de Toulon, de La Ciotat et d'Aubagne. Il fut aidé dans cette tâche par quatre collaborateurs qui lui restèrent fidèlement attachés : Antonin Lanquine, Léon Lutaud, Eugène Maury et Juliette Pfender.

Sur fond de polémique avec Répelin, Émile Haug reprit en 1916 l'étude de la Sainte-Baume et y retrouva, selon lui, la « *grande nappe de recouvrement* » que Marcel Bertrand avait décrite dans les massifs de l'Étoile et d'Allauch et dont il avait supposé l'existence en Sainte-Baume. Haug décomposa la « *grande nappe de recouvrement* » en différentes lames, ou « *nappes secondaires* », décollées et disjointes les unes des autres. Comme Marcel Bertrand et, contrairement à Joseph Répelin, il considéra comme charriée la bande triasique de l'Huveaune qu'il rattacha à la série normale de la Sainte-Baume (« *nappe de Riboux* »).

En 1912, associé à **Léon Bertrand** (1869-1947), il interpréta la Basse-Provence orientale comme formée d'une grande nappe (dite « *des Bessillons* ») charriée sur le Crétacé supérieur continental (« *Garumnien* ») et enracinée au Sud sous le socle jurassique de la Sainte-Baume.

Dans cette interprétation nappiste, la bande triasique de Barjols représenterait la semelle de la nappe, sous laquelle Haug suggéra que l'on puisse trouver des gisements de bauxite[15].

Émile Haug publia ensuite d'importantes monographies sur les chaînons toulonnais (1925) et sur le massif d'Allauch et ses entours (1930), cette dernière mise au point, après sa mort, par **Juliette Pfender*** (1888-1944). Grâce à des cartes et des coupes à 1/10 000, Haug précisa les particularités structurales de ces chaînons provençaux, tout en adoptant très largement les interprétations tectoniques de Marcel Bertrand.

L'œuvre de Haug en Basse-Provence apparaît ainsi contrastée : une cartographie géologique des ensembles structuraux le plus souvent remarquable (et parfois supérieure à celle de ses successeurs !), mais une interprétation tectonique générale de

[15] Albert-F. de Lapparent et Guy Mennessier montrèrent successivement (1938 et 1959) l'impossibilité structurale de cette « *nappe des Bessillons* ».

la région très théorique, inspirée du modèle « *alpin* ». Ses idées, exprimées dans les conclusions du mémoire posthume de 1930 sont, de ce point de vue, très explicites : la Basse-Provence serait formée d'un empilement de nappes venues du Sud, ayant une racine hypothétique en Méditerranée, et déferlant sur un domaine autochtone situé entre la rive gauche du Verdon et la basse vallée du Var. Une synthèse grandiose, mais déconnectée des faits de terrain !

III. Les travaux fondamentaux sur la tectonique du socle provençal

Les travaux de cartographie que Marcel Bertrand et Philippe Zürcher réalisèrent pour l'établissement respectif des feuilles Toulon (1887) et Draguignan (1891) à 1/80 000 les conduisirent à mettre les premiers en évidence la disposition des terrains cristallins du massif des Maures en une série de bandes allongées sensiblement dans le sens Nord-Sud. Marcel Bertrand souligna l'importance des accidents Est-Ouest affectant la partie occidentale du massif et les attribua à une « *compression d'ensemble, exercée du Sud vers le Nord* », contemporaine des « *actions qui ont soulevé les Pyrénées* ».

Les recherches de ces deux précurseurs délimitent bien ce qui va constituer, pendant la période considérée ici, les deux orientations des études géologiques sur les terrains cristallophylliens des Maures et des massifs paléozoïques toulonnais : la tectonique hercynienne, d'une part, et la tectonique « *pyrénéenne* », d'autre part, que nous traiterons séparément pour la clarté de l'exposé.

A. La tectonique hercynienne

Citons d'abord les travaux de **Frédéric Wallerant*** (1858-1936), qui effectua dans sa thèse (1889), la première étude de caractère pétrographique en Provence avec examen de lames minces de roches au microscope. Wallerant divisa les roches cristallophylliennes des Maures en quatre « étages », d'après leurs caractères microscopiques et leur teneur en silice ; de bas en haut : gneiss granitoïdes et granites - gneiss leptynitiques - micaschistes à bancs de gneiss - micaschistes et phyllades ; ces derniers étant, selon lui, d'âge archéen. Mais cette interprétation « *stratigraphique* » des ensembles cristallophylliens, le conduisit à décrire d'une manière trop simpliste la structure du massif des Maures comme celle d'un anticlinal dont l'axe correspondrait au granite de Plan-de-la-Tour (fig. 20). Pour Wallerant, ce soulèvement se serait produit après l'Archéen, et « l*es mers primaires, à l'exception de la mer* [sic] *permienne, n'ont donc pu recouvrir le pays* ».

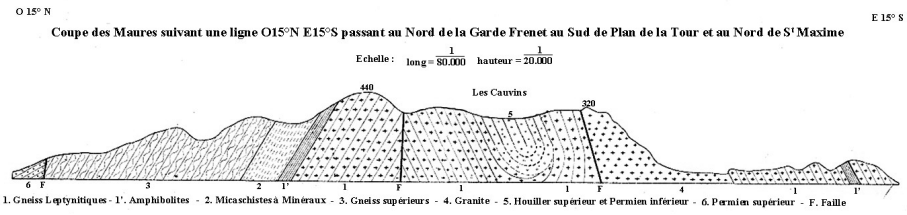


Fig. 20. Coupe du massif des Maures (d'après Frédéric Wallerant, 1889). Noter l'interprétation de type stratigraphique des différents terrains métamorphiques et la représentation synclinale du bassin houiller du Plan-de-la-Tour et de son substratum. [La typographie a été modifiée pour une meilleure lisibilité].

Après l'étude de Wallerant, la géologie « *hercynienne* » du massif des Maures resta en sommeil pendant trois décennies, puis subit une nouvelle impulsion avec les travaux d'**André Demay*** (1890-1964), ingénieur en chef des mines. Ce dernier, fort d'une expérience sur les séries métamorphiques des monts du Lyonnais et des Cévennes, s'empara du problème structural des Maures cristallines et cristallophylliennes et orienta ses travaux sur la zone mylonitique de Grimaud dont il révéla l'importance, puis sur les gneiss de Bormes, ployés selon lui en une structure anticlinale chevauchant les micaschistes inférieurs. Demay publia en 1927 une synthèse sur la tectonique hercynienne du massif des Maures dans laquelle il distingua : une phase anté-stéphanienne, caractérisée par le charriage d'une « *nappe des Maures* », poussée de l'Ouest vers l'Est, le long de la zone mylonitique de Grimaud, sur les gneiss de Saint-Tropez (fig. 21), et une phase post-stéphanienne aboutissant pour l'essentiel au ploiement du bassin houiller du Plan-de-la-Tour. Le granite éponyme est, pour Demay, « *un massif intrusif postérieur à la formation des assises cristallophylliennes et probablement antérieur au dépôt du houiller* […] *il est postérieur à l'écrasement de Grimaud* […] *son âge est carbonifère* ».

Parallèlement à ces travaux, **Henri Schoeller** (1899-1988), alors ingénieur à la Société de Géophysique et de Recherches minières, élève d'Albert Michel-Lévy et d'Émile Haug, effectua de son côté, entre 1924 et 1927, la cartographie des terrains cristallophylliens de la feuille d'Hyères à 1/50 000, première édition.

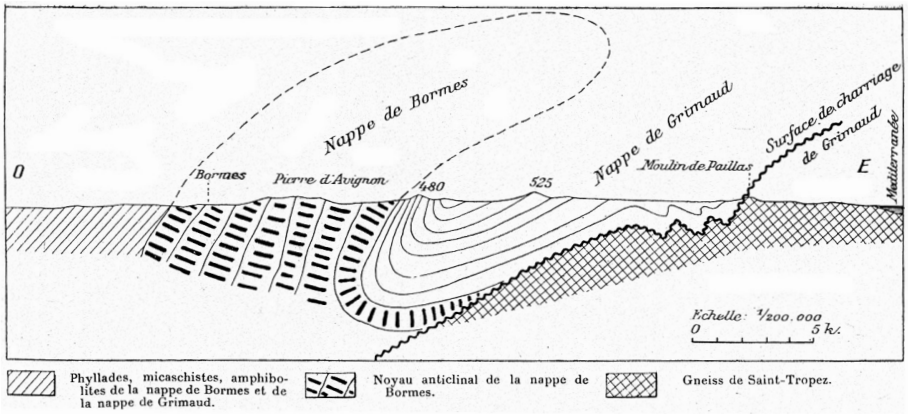


Fig. 21. Tectonique hercynienne du massif des Maures par André Demay (1927).

B. La tectonique « *pyrénéo-provençale* »

Une observation de grande conséquence fut faite en 1891 par **Marcel Bertrand** et **Philippe Zürcher** lors du percement du tunnel de l'Eygoutier, à l'Est de Toulon : les phyllades du Fort Sainte-Marguerite, que l'on rencontre en un étroit pédoncule en surface, ne sont pas recoupés en profondeur par l'ouvrage d'art ; les auteurs en tirèrent immédiatement deux conclusions tectoniques : les phyllades sont en recouvrement sur le Permien, et le trajet horizontal de leur déplacement du Sud vers le Nord « *est au moins de cinq kilomètres* ».

Cette observation bouleversa les conceptions structurales sur le socle cristallophyllien de la Provence, considéré jusqu'alors comme un môle résistant, « *dont le rôle principal aurait été de dévier les plis* ». En réalité, conclurent les deux auteurs, les terrains cristallophylliens « *ont pris part de la même manière que les terrains sédimentaires plus récents, aux grands déplacements horizontaux* ».

Guidé par cette observation, Zürcher généralisa en 1893 le phénomène de recouvrement des phyllades sur le Permien et le Trias à l'ensemble des massifs paléozoïques toulonnais et confirma l'existence d'un « *grand pli couché de phyllades vers le nord* […] *disloqué par des plissements secondaires anticlinaux et synclinaux* » (fig. 22).

Zürcher nota l'analogie « *bien frappante entre la région de Toulon et celle du Beausset, où l'on trouve de même une grande masse de recouvrement ayant été l'objet de plissements secondaires* ».

Des questions restaient cependant en suspens, comme l'emplacement du front de ce « *pli couché* » et de ses relations avec les phyllades et les terrains houillers réputés autochtones de la région de Saint-Nazaire (Sanary). En conclusion de son étude, Zürcher s'interrogea sur la possible prolongation de ce dispositif de recouvrement vers l'Est : les Maures ne seraient-elles pas charriées sur la dépression permienne?

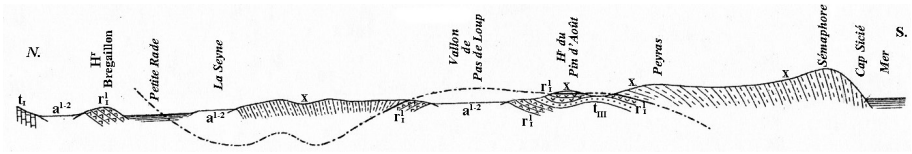


Fig. 22. Coupe du Cap Sicié à La Seyne par Philippe Zürcher (1893), montrant le charriage des phyllades (x) sur le Permien (r) et le Trias (t) affleurant en fenêtre dans la dépression de Fabregas (Pas-de-Loup). [La typographie a été modifiée pour une meilleure lisibilité].

Cette question va dès lors orienter les travaux d'**Albert Michel-Lévy** (1877-1955), futur professeur de pétrographie à la faculté des sciences de Paris, lors de la révision de la feuille de Toulon à 1/80 000. Il va ainsi rechercher dans la partie nord-ouest du massif des Maures le prolongement éventuel du recouvrement de phyllades de la région de Toulon. Les résultats de ses travaux, publiés en 1914, l'amenèrent toutefois à avancer prudemment que « *tout l'angle Nord-Ouest du massif des Maures, de Pierrefeu à Gonfaron, a subi un entraînement tangentiel vers le Nord* […] *avec un léger renversement du massif ancien sur le Permien* ».

Léon Lutaud* (1883-1964) reprit ce problème dans sa thèse (1924) et conclut à l'existence d'une phase de structuration « *pyrénéenne* » du massif des Maures caractérisée par des failles de chevauchement pinçant du Permien, un bombement général du socle, et des synclinaux de socle remplis de terrains permiens, de direction NW-SE (le « *synclinal du Bas-Argens* » et le « *synclinal du Mont des Oiseaux* »). Pour Lutaud, ces accidents « *pyrénéens* » commandent la disposition morphologique de la dépression permienne (fig. 23).

À ses yeux cependant, « *les phénomènes de chevauchement diminuent d'importance et d'amplitude dans la Provence cristalline, au fur et à mesure que l'on s'éloigne de Sicié pour aller vers le Tanneron* »[16]. Pour Lutaud, la Provence cristalline serait engagée « *dans un régime de grandes écailles poussées surtout vers le N, au même titre que les terrains sédimentaires qui la bordent et la recouvraient primitivement* » et ce serait « *le décollement et le cheminement indépendant du Muschelkalk vers le N qui auraient fracturé et écaillé le substratum ancien* ». Toutefois, Lutaud ne retint pas l'hypothèse du recouvrement du massif des Maures sur la dépression permienne : s'il y a bien, selon lui, chevauchement des phyllades sur le Permien le long de l'accident de Carnoules-Les Mayons, « *le Permien repose sur les terrains anciens et débute par un conglomérat de base* » dans la partie orientale de la dépression du Luc.

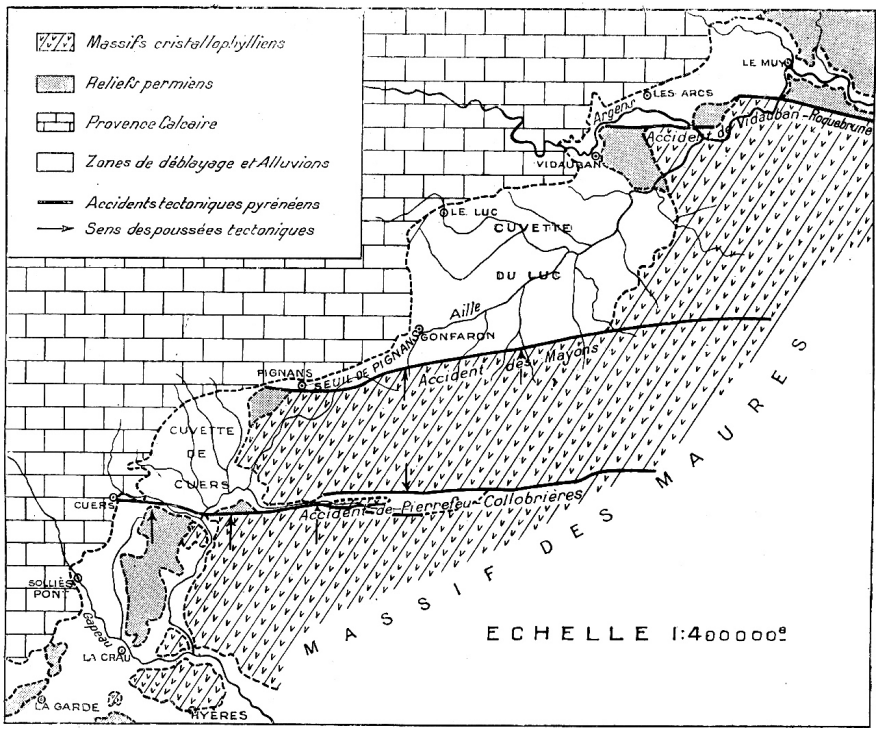


Fig. 23. Structure de la partie occidentale du massif des Maures et de la dépression permienne par Léon Lutaud (1924).

[16] À noter que Pierre Bordet a cartographié des contacts de chevauchement, qu'il attribua à l'orogenèse provençale, dans les phyllades et quartzites du Fenouillet (feuille d'Hyères-Porquerolles à 1/50 000, 1976) et dans les micaschistes de Cavalaire (feuille Saint-Tropez, 1967).

Vint, en 1925, la monographie d'**Émile Haug** sur la région toulonnaise, dans laquelle celui-ci entreprit la révision des massifs de phyllades et en effectua une cartographie à 1/10 000. Haug adhéra à l'interprétation tectonique générale de Zürcher, mais rejeta l'idée de ce dernier « *d'un grand pli couché à noyau de phyllades* », proposant de voir dans le dispositif structural de Sicié une « *nappe de charriage* » sans flanc inverse, avec « *lambeaux de recouvrement* » (les massifs du Pradet et de Lamalgue) et une « *fenêtre de terrains permiens* », celle de Fabrégas, de Saint-Mandrier et de la Colle Noire.

Comme Zürcher, il éprouva toutefois de grandes difficultés à situer vers le Nord le front de la nappe. Il lui parut cependant que la conclusion « *la moins invraisemblable* », est que « *la série normale Phyllades-Houiller-Permien-Trias de la colline des Playes est autochtone* », ce qui l'amena à reconnaître « *la difficulté de séparer les Phyllades charriés des Phyllades autochtones* ». Le tracé incertain et interrompu du contact entre les deux unités tectoniques de Haug sur la première édition de la feuille Toulon à 1/50 000 traduit sa perplexité et ses hésitations sur cette question.

À l'instar de Philippe Zürcher, Émile Haug s'est aussi interrogé sur un éventuel charriage des Maures et si le massif « *ne fait pas partie de la même nappe que la zone de Sicié* ». Il répondit cependant par la négative en indiquant que les phyllades de l'extrémité occidentale du massif des Maures (les Maurettes) s'ennoient périclinalement sous le Permien des Ameniers à l'Est de Toulon. Selon Haug, la nappe de Sicié se serait cependant étendue jusqu'au méridien d'Hyères et son charriage aurait été responsable de l'étirement qui affecte les terrains jurassiques du Paradis et du mont des Oiseaux à l'Est de Toulon.

Cette question du prolongement vers l'Est de la « *nappe de Sicié* » alimenta, en 1930, une controverse entre **Henri Parent** (collaborateur du musée d'histoire naturelle de Toulon, qui parcourait alors la Provence en géologue amateur) et **Henri Schoeller**. Le premier, d'abord partisan du raccord des Maurettes avec la « *nappe de Sicié* », se rallia finalement à l'opinion de Schoeller, celui-ci montrant que les phyllades des Maurettes ont une direction hercynienne et, qu'en aucun cas, on ne peut les interpréter comme le prolongement de la « *nappe de Sicié* », cette unité restant ainsi dans les limites géographiques que lui avaient assignées Zürcher et Haug : la région toulonnaise.

IV. L'œuvre de Wilfrid Kilian en Haute-Provence

Après les premières approches de Scipion Gras, puis la thèse de Franz Leenhardt sur le Mont-Ventoux, ce fut au tour de **Wilfrid Kilian** d'apporter dans sa thèse sur la montagne de Lure (1889), une contribution fondamentale à la stratigraphie et à la paléontologie de la série crétacée qui en constitue l'ossature.

Élève d'Edmond Hébert, dont il avait hérité la passion pour la stratigraphie, et disciple de Marcel Bertrand, Kilian décrivit des coupes précises et analysa les variations de faciès de chaque étage. Concernant l'Urgonien, il montra le passage latéral de ses calcaires à rudistes aux couches à ammonites barrémiennes et bédouliennes. Il s'appuya sur les formations marno-calcaires à ammonites et bélemnites de la région

de Gargas pour introduire la subdivision stratigraphique du Gargasien[17]. Les couches à *Ichthyosarcolithes* (rudistes) du Cénomanien du mont Saint-Laurent, près de Vachères (à l'Est de la ville d'Apt), furent aussi découvertes par Kilian qui les compara aux « *Grès du Maine* »[18].

Kilian compléta le dispositif structural de la Haute-Provence ébauché par Leenhardt. Il décrivit avec précision : le pli-faille de Lure (fig. 24), « *l'anticlinal du nord* », et le champ de failles de Banon. Il fut le premier à reconnaître l'importance des variations d'épaisseur de la série crétacée pour expliquer la tectogenèse du pli-faille de Lure et les différences de style tectonique entre les plis du Diois et ceux de Provence.

Pour Kilian, les « *virgations* » de plis du Sud-Est de la France ont été produites par l'action de serrage des massifs cristallins. C'est ainsi, selon lui, que « *l'anticlinal nord de la Montagne de Lure est le produit d'un refoulement* [vers le Sud] *à partir du Pelvoux* », tandis « *qu'un refoulement* [vers le Nord] *venant des Maures, donna naissance à l'anticlinal de Lure après avoir plissé la Provence* ».

Wilfrid Kilian collabora avec Franz Leenhardt, son voisin de thèse, et tous deux effectuèrent de concert (1890) la révision stratigraphique des sables de la vallée d'Apt qui, jusqu'alors, étaient attribués au Tertiaire.

La découverte de nombreux fossiles et les analogies relevées avec les séries de la montagne de Lure et du Ventoux, les conduisirent à attribuer au Gault les grès glauconieux formant la partie inférieure de la formation et au Cénomanien inférieur la partie supérieure : sables rouges et bigarrés, ocres, sables blancs et le minerai de Rustrel.

Kilian et Leenhardt comparèrent ces couches avec la bauxite provençale et s'interrogèrent : ce minerai ne serait-il pas « *une nouvelle modification latérale des couches que nous venons de décrire* » ? Une idée qui fut reprise quelque quatre-vingts ans plus tard par les géologues de la période moderne (voir p. 150) !

Wilfrid Kilian présida la **Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans les Basses-Alpes** du 17 septembre au 26 septembre 1895 et conduisit l'excursion à Forcalquier, Saint-Étienne-les-Orgues et Banon.

À l'Ouest du Mont-Ventoux, le massif de Suzette représentait encore une énigme. L'attribution au Trias de la Formation de Suzette par **Pierre Termier** (1859-1930) et ses collaborateurs conduisit ce dernier à proposer en 1921 que le Trias de Suzette et celui d'autres pointements du Diois, soient les témoins isolés d'une gigantesque nappe de charriage d'âge aquitanien et d'origine alpine (briançonnaise ?).

Devant les objections de Wilfrid Kilian et de Maurice Gignoux, lors de la **Réunion extraordinaire de la Société géologique de France** en septembre 1923, Termier renonça à son interprétation et admit finalement (1927) l'origine diapirique du Trias de Suzette. Dans cette note, Termier démontra l'âge anté-rupélien de la mise en place du Trias et l'existence de tectoniques superposées dans le « *Pays de Suzette* ».

---

[17] Rappelons que l'étage Aptien avait été créé en 1840 et défini de façon très sommaire par Alcide d'Orbigny en prenant pour « *siège* » les environs d'Apt.

[18] Charles Jacob proposera en 1903 « *l'hypothèse d'une communication directe par Saint-Laurent entre la Basse-Provence et la mer des chaînes subalpines* ».

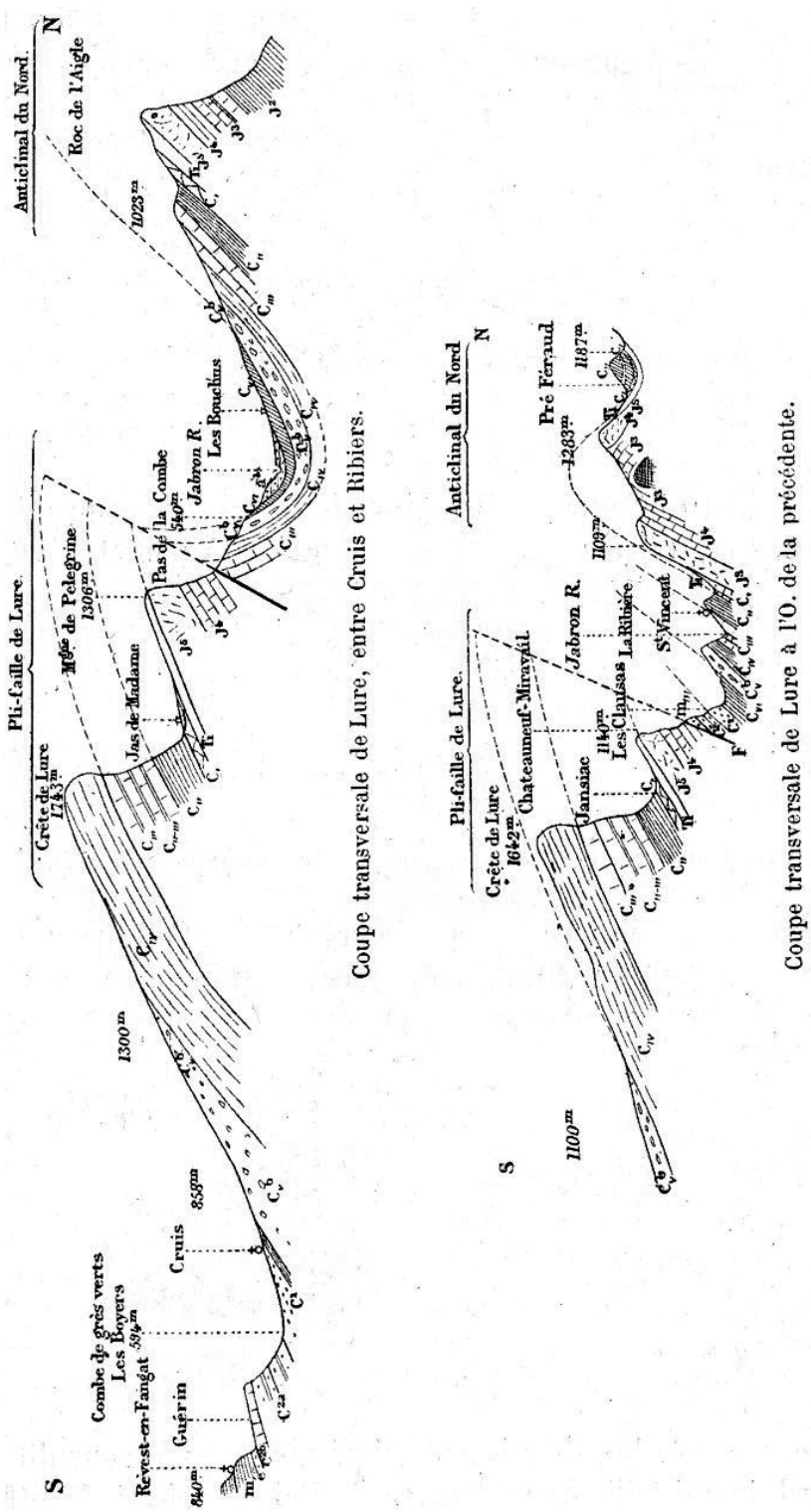


Fig. 24. Tectonique de la montagne de Lure par Wilfrid Kilian (1889).

Ainsi, l'engouement pour les nappes de charriage se manifesta, parfois jusqu'à l'excès, dans tous les secteurs de la Provence calcaire jusqu'au tout début des années 1930. Seul, Pierre Termier fit une révision de son interprétation hyper-nappiste du Trias de Suzette.

Mais toute la Basse-Provence restait dans l'ombre gigantesque de Marcel Bertrand et d'Émile Haug et de leurs dernières interprétations maximalistes sur l'amplitude des recouvrements.

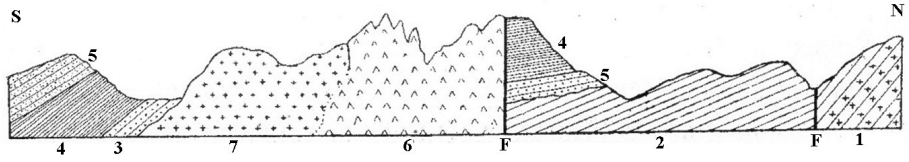
Fatalement, au flux des interprétations grandioses, mais en partie théoriques, des nappistes succéda le reflux, malheureusement outrancier, des interprétations autochtonistes dont nous ferons état dans le prochain chapitre. Examinons avant cela le dossier stratigraphique et voyons quels progrès furent réalisés au cours de la période qui nous occupe.

V. Les avancées importantes de la stratigraphie

Les travaux de tectonique de Marcel Bertrand ont quelque peu éclipsé ceux consacrés à la stratigraphie, mais des études importantes ont cependant été réalisées pendant cette période, qui méritent d'être rappelées.

Frédéric Wallerant* (1858-1936) fut le premier à dresser, dans sa thèse (1889), des coupes des bassins houillers du Reyran (fig. 25), de Plan-de-la-Tour et de Saint-Nazaire (actuellement Sanary), à décrire les principaux faciès sédimentaires de la série houillère et à établir une liste des espèces végétales découvertes dans ces différents bassins.

Les données paléontologiques l'amenèrent à conclure « *à l'identité presque absolue du bassin houiller du Reyran avec la zone inférieure de Saint-Etienne de Monsieur Grand'Eury* ». Dans le bassin de Plan-de-la-Tour, les espèces « *sont presque toutes du houiller supérieur* », voire du « *Rothliegende inférieur* ». À Saint-Nazaire, les plantes « *révèlent du terrain supérieur houiller si élevé, qu'il doit toucher le terrain permien* ».



Coupe passant entre Auriasque et les Bosons

1. Gneiss - 2. Houiller - 3. Grès et schistes permiens inférieurs - 4. Schistes rouges permiens moyens
5. Grès permiens supérieurs - 6. Porphyre rouge - 7. Pyroméride - F. Faille

Echelles : longueurs = $\frac{1}{50000}$; hauteurs = $\frac{1}{10000}$

Fig. 25. Le bassin houiller du Reyran par Frédéric Wallerant (1889). [La typographie a été modifiée pour une meilleure lisibilité].

Wallerant put établir une stratigraphie du Permien fondée sur la superposition des différents faciès sédimentaires qui le composent, distinguant ainsi « *trois horizons* ». Mais l'absence de prise en compte des coulées volcaniques intercalées dans cette série

sédimentaire, l'entraîna à des difficultés de reconnaissance de ces trois horizons sur l'ensemble de la région.

Wallerant fut aussi partisan d'une origine marine des dépôts permiens qui, selon lui, se sont déposés dans un « *détroit bordé par les Maures d'un côté et par le massif de Tanneron de l'autre* […]. *Pendant toute la durée du Permien la mer n'a cessé de battre la falaise abrupte des Maures et les différents horizons se sont régulièrement déposés contre cette falaise* ».

Ignorant les accidents qui avaient été décrits par Marcel Bertrand dans la partie occidentale des Maures, Wallerant interpréta les dépôts permiens qui les jalonnent comme s'étant formés « *dans des vallées profondes d'où la mer permienne supérieure a été chassée par le second soulèvement des Maures* ». Cette conception de l'origine marine (« *littorale* ») des dépôts du Permien fut partagée par Léon Lutaud (1924, p. 75).

Autres intervalles stratigraphiques qui firent l'objet de travaux de synthèse, ceux concernant le Crétacé supérieur et le Tertiaire. Ces travaux bénéficièrent des levés géologiques pour l'établissement des cartes à 1/80 000 et furent impulsés par les deux **Réunions extraordinaires de la Société géologique de France** qui se tinrent l'une à Marseille en 1891, l'autre à Lyon en 1894.

Les apports de Louis Collot à la stratigraphie du Crétacé supérieur provençal ont été de première importance. Le géologue aixois présenta, dès 1889, un panorama complet des terrains crétacés marins de la Basse-Provence qui fut suivi, en 1891(a), d'une synthèse sur le Crétacé supérieur fluvio-lacustre dans laquelle il énonça deux concepts paléogéographiques majeurs : celui du « *golfe crétacé de la Basse-Provence* », et celui de « *l'isthme, ou presqu'île qui séparait le bassin méditerranéen du bassin alpin* » (Collot, 1891a, p. 89).

Le schéma qu'il dessina de cette terre émergée (fig. 26) montre clairement les biseaux d'érosion affectant, en Basse-Provence, les couches du Crétacé inférieur, recouvertes en discordance et en transgression progressive par celles du Crétacé supérieur.

Marcel Bertrand, qui fut aussi un excellent observateur de la géométrie des dépôts sédimentaires, décrivit avec exactitude l'interstratification des calcaires à rudistes et des poudingues du Turonien de la région de La Ciotat. En 1891, lors de la **Réunion extraordinaire de la Société géologique de France au Beausset,** Marcel Bertrand compara les poudingues de La Ciotat avec ceux du delta pliocène du Var. Il précisa, « *qu'à ses yeux* », il s'agit « *d'un dépôt formé en face d'un delta torrentiel, dans la partie où les apports étaient déjà remaniés par les vagues* » et il évoqua l'existence d'un courant venu du Sud-Ouest en provenance d'une terre assez étendue reliant le massif des Maures à l'extrémité du massif axial des Pyrénées.

Trois acteurs importants du renouveau des études sur les terrains tertiaires doivent être cités : **François Fontannes*** (1839-1886), **Charles Depéret*** (1854-1929) et **Gaston Vasseur*** (1855-1915).

François Fontannes publia (1885) une importante mise au point stratigraphique sur « *le groupe d'Aix* » qu'il étudia d'une façon détaillée dans le bassin éponyme et dans le bassin de Saint-Pierre-les-Martigues.

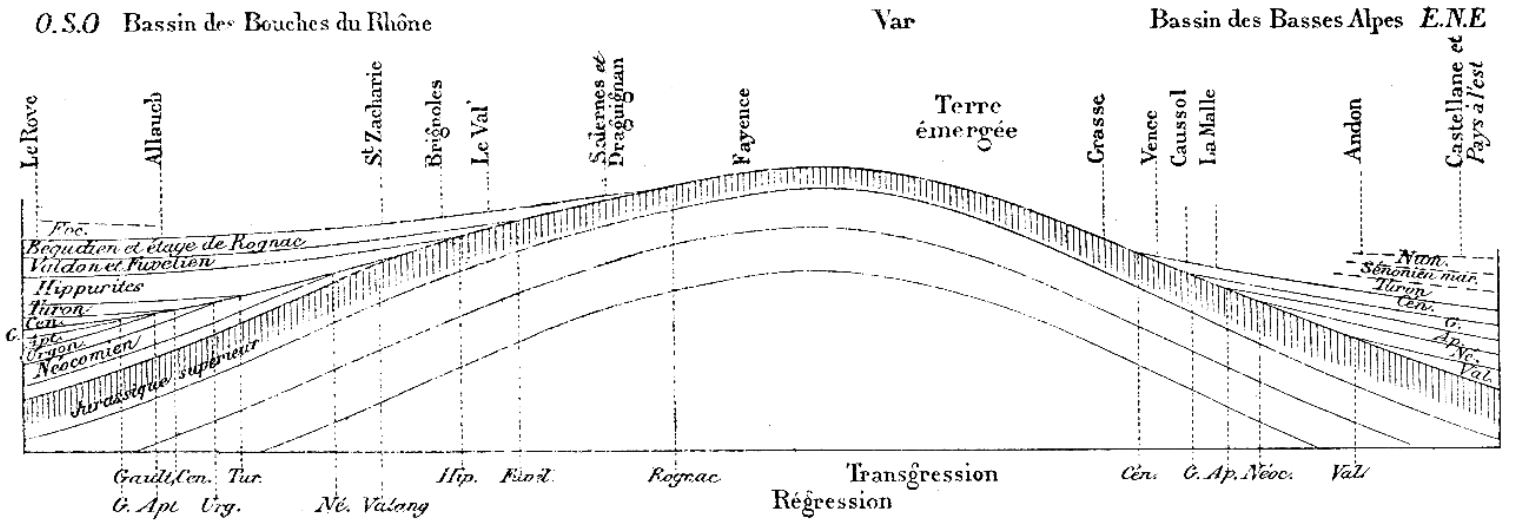


Fig. 26. La terre émergée séparant le Bassin provençal du Bassin alpin au Crétacé supérieur (d'après Louis Collot, 1891). Noter l'individualisation des biseaux de transgression ou de régression, préfiguration des concepts modernes de stratigraphie séquentielle.

En 1889, Charles Depéret, alors professeur à la faculté des sciences de Marseille, publia une étude synthétique sur le bassin oligocène de Marseille qui constitue la base de toutes les recherches ultérieures sur cette région. À la suite de ce travail, Depéret publia en 1894 une remarquable synthèse sur le « *Groupe inférieur* » des terrains tertiaires de la Provence qui, jusqu'alors, avaient fait l'objet de notes dispersées. Depéret, le premier, appliqua la nomenclature stratigraphique des étages aux unités lithologiques distinguées par ses prédécesseurs. Prenant pour région-type le bassin d'Aix, dont il dressa une coupe, il fit débuter le Tertiaire par les *argiles rouges de Vitrolles,* suivant en cela les conclusions de Collot. L'analyse des faunes de gastéropodes le conduisit à attribuer au Thanétien le « *Calcaire de Saint-Marc* », au Sparnacien le « *Calcaire de Langesse* », au Lutétien le « *Calcaire du Montaiguet* » et le « *Calcaire de Cuques* ». Dans ce même travail, Depéret suivit les variations latérales de cette coupe type dans la région septentrionale du Var, le flanc septentrional du massif des Alpilles, les versants sud et nord du Luberon, le bassin d'Apt et le revers occidental du Mont-Ventoux, donnant ainsi une vision globale de la répartition des dépôts éocènes en Provence.

Gaston Vasseur, qui succéda en 1889 à Charles Depéret à la faculté des sciences de Marseille, compléta les travaux de son illustre prédécesseur en décrivant avec précision, en 1894, la très belle coupe de l'Oligocène de l'Estaque et de Saint-Henri dans le bassin de Marseille (ainsi, d'ailleurs, que celle du Crétacé supérieur de Martigues)[19].

C'est encore Vasseur qui, en 1898, fixa la position de la limite Crétacé-Tertiaire dans les couches fluvio-lacustres du Bassin de l'Arc. Il confirma les attributions stratigraphiques des différentes assises proposées par Depéret et précisa les corrélations avec le Bassin de Paris et le Bas-Languedoc. Mais Vasseur montra surtout dans ce travail l'existence, dans le bassin d'Aix, « *d'une importante lacune de sédimentation correspondant à la période bartonienne et que les calcaires de l'Eocène moyen ont été en certains points enlevés par les phénomènes d'érosion avant le dépôt du calcaire de St-Pons* » ; ce calcaire fut interprété par lui comme étant d'âge ludien et discordant sur les termes antérieurs de l'Éocène (fig. 27). C'est cette observation de Vasseur qui conduisit les auteurs à attribuer par la suite au Bartonien *pro parte* la phase tectonique majeure en Basse-Provence et la mise en place des chevauchements.

Les séries miocènes et pliocènes de Provence ne furent pas ignorées par ces synthèses stratigraphiques. C'est ainsi que Fontannes et Depéret furent à l'origine d'une importante contribution à la stratigraphie du Miocène de la chaîne de la Nerthe, basée sur une description précise de coupes, ainsi que sur un inventaire paléontologique très documenté des différentes assises. Ce travail ne fut publié, sous l'égide de Depéret, qu'en 1889, trois ans après le décès de Fontannes. La même année, le zoologiste **Paul Gourret** (1859-1903), élève de Marion, et alors chargé de cours à l'École de médecine de Marseille, décrivit très en détail la succession et le contenu paléontologique des assises miocènes de Carry-le-Rouet et de Sausset.

[19] Malheureusement, malgré les efforts déployés pour leur préservation auprès des pouvoirs publics, ces coupes uniques ont été en grande partie masquées au XX^{e} siècle par les effets de l'industrialisation et de l'urbanisation intenses de ces régions.

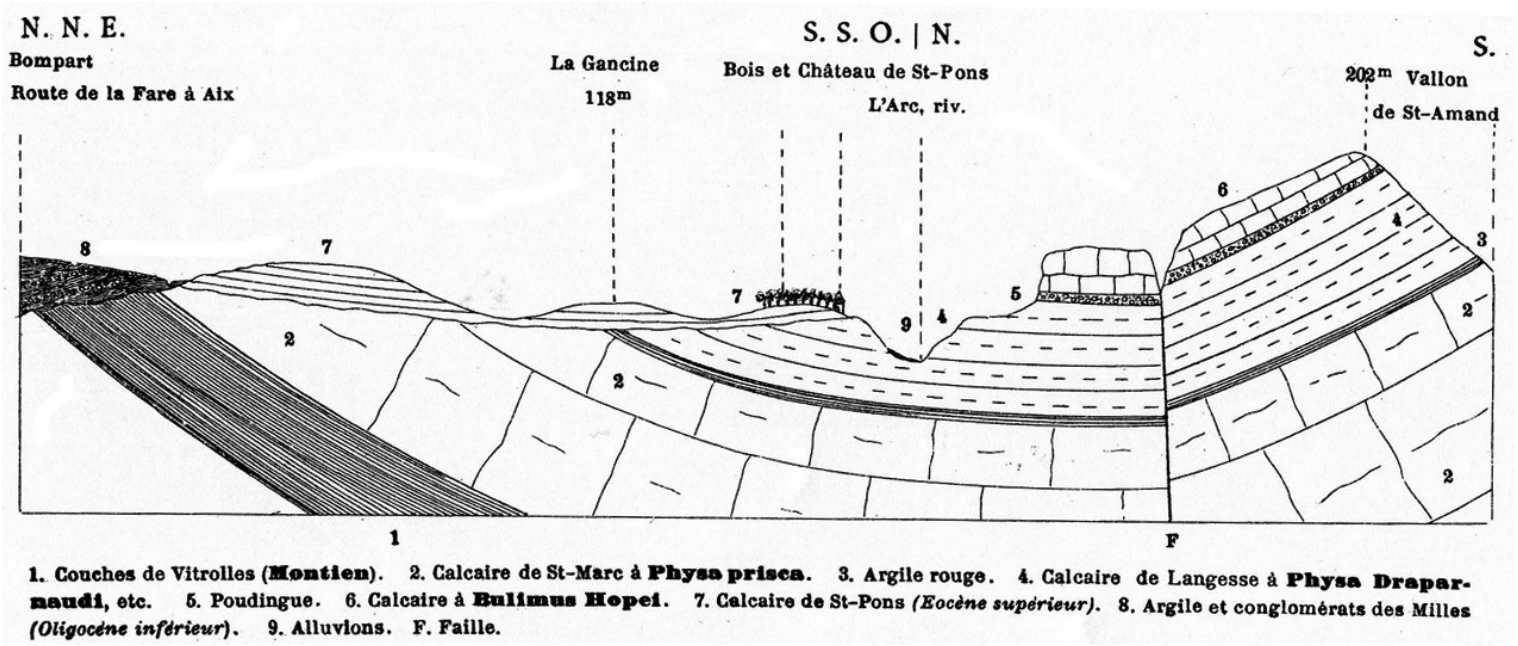


Fig. 27. Coupe du Paléogène de la vallée de l'Arc par Gaston Vasseur (1898). La phase tectonique bartonienne est ici matérialisée par la discordance angulaire entre le Calcaire de Saint-Pons (Ludien, selon Vasseur) et les différents termes sous-jacents de l'Éocène inférieur et moyen.

Après ces études, le Miocène marin de la côte de la Nerthe revêtira un intérêt indéniable pour des comparaisons avec le Bassin d'Aquitaine, la vallée du Rhône et le Bassin de Vienne (Autriche). Fontannes démontra d'autre part (1884), de manière irréfutable, l'existence du Pliocène marin formant le substratum des cailloutis de la Crau.

Plus tard (1912), **Louis Collot** effectua la description paléontologique et stratigraphique du Miocène de la feuille d'Aix-en-Provence et précisa les limites de la transgression de la mer miocène en Basse-Provence.

La fin du XIX^{e} siècle fut marquée par une découverte importante, celle que fit **David Martin** (1842-1918), qui était alors conservateur du musée départemental des Hautes-Alpes à Gap, dans le canyon du Régalon, sur le flanc méridional du Petit Luberon. Dans les anfractuosités de cet étroit couloir taillé dans l'Urgonien, Martin mit en effet en évidence (1900) l'existence de marnes à térébratules du Pliocène, révélant ainsi l'importance de l'érosion fini-miocène dans cette région, une question qui sera largement reprise dans les études modernes sur le Néogène durancien.

Trois études vinrent parachever cette période riche en découvertes géologiques. Deux d'entre elles sont l'œuvre de collaborateurs d'Émile Haug : **Léon Lutaud** et **Antonin Lanquine*** (1877-1955). La troisième a été réalisée par **Jacques de Lapparent** (1883-1948). Elles se caractérisent toutes trois par une approche novatrice des séries sédimentaires de la Provence, qui annonce les travaux de la période moderne.

Ce fut tout d'abord la thèse de Léon Lutaud, consacrée à l'étude de la Provence cristalline (1924). Lutaud, alors assistant au laboratoire de géographie physique de la Sorbonne, dirigé par Louis Gentil, apporta une vision nouvelle de l'évolution morphologique tertiaire de cette région en soulignant, notamment, l'importance de la glyptogenèse miocène qui « *a dégagé en grande partie la Provence Cristalline de ses enveloppes sédimentaires* ».

Cette érosion a créé une ancienne surface topographique, dont on retrouve les traces à environ 300 m d'altitude dans les différentes parties de la Provence cristalline et qui est « *antérieure à la transgression plaisancienne* ». De profondes vallées d'érosion se sont creusées en « *contre-bas et en aval de la surface topographique d'érosion miocène* ». Ce sont les vallées actuelles du bas Argens et de la Siagne.

Pour Lutaud, ce creusement serait dû à une reprise de l'érosion à la fin du Miocène, à la faveur « *d'une surrection temporaire de la région* ». La transgression plaisancienne qui, par la suite, a envahi ces vallées serait, pour lui, la conséquence d'un affaissement de la région orientale de la Provence cristalline au cours du Pliocène, tandis que la partie occidentale (Maures, région toulonnaise) serait restée en surélévation[20].

La thèse d'Antonin Lanquine sur le Jurassique de Provence constitue un travail de synthèse particulièrement bien étayé, qui fut publié en deux livraisons : d'abord la partie consacrée au Lias et au Jurassique moyen publiée en 1929, suivie par la parution tardive de son mémoire sur le Jurassique supérieur en 1935.

[20] Le sondage du Fournel, près de Fréjus, entrepris en 1962 en vue de recherche d'eau a recoupé une série pliocène marine épaisse de 312 m.

Lanquine avait largement bénéficié des tournées de terrain effectuées avec Émile Haug pour le lever des feuilles géologiques de la Provence et avait accumulé une grande documentation sur les terrains jurassiques. Il put établir ainsi un inventaire des affleurements et révisa entièrement la stratigraphie du Jurassique provençal grâce à une étude minutieuse des faunes d'ammonites et des autres groupes paléontologiques, dont il dressa des listes d'espèces très détaillées. Son étude fit date.

Les recherches sur la bauxite connurent un progrès incontestable avec la thèse de Jacques de Lapparent publiée en 1930. Ce dernier, professeur de pétrographie à l'université de Strasbourg, fut le premier à établir la composition minéralogique des différents types de bauxite. Il se fit le champion de la théorie « *autochtoniste* » des bauxites provençales, indiquant qu'il s'agit d'un dépôt éluvial qui « *dérive d'une argile de décalcification dont l'évolution s'est en grande partie poursuivie au lieu même de sa libération* ».

S'appuyant sur les travaux de Louis Collot et d'Émile Haug, il adopta comme schéma explicatif de la distribution des gisements de bauxite le concept d'« *isthme durancien* » qu'avait proposé Maurice Gignoux en 1927, dans la première édition de sa *Géologie stratigraphique*.

Jacques de Lapparent s'opposa à Émile Haug sur l'âge de la formation des gisements de bauxite indiquant que, si la bauxite du Revest peut être considérée comme albienne, « *rien ne s'oppose à cette idée que dans l'Isthme durancien, les bauxites se seraient faites jusqu'à l'épandage des dépôts rognaciens. Elles auraient donc duré jusqu'au Danien* ».

VI. Premiers travaux sur le Quaternaire marin

Délaissant l'intérieur des terres, les géologues vont effectuer des investigations sur les terrains quaternaires de la côte provençale, quelque peu oubliés jusqu'alors.

Les dernières variations du niveau de la mer sur les côtes basses à l'Ouest de Marseille firent l'objet d'une première étude par **Georges Denizot*** (1889-1979) alors préparateur de Joseph Répelin à la faculté des sciences de Marseille, qui mentionna (1922) l'existence « *d'un récent stationnement de la mer un peu au dessus (1 m) du niveau actuel* », dont les traces seraient observables en Camargue et le long des rives de l'étang de Berre et du golfe de Fos.

Léon Lutaud, de son côté, étudia dans sa thèse (1924) les côtes rocheuses du Var et mit en évidence sur la côte de l'Estérel trois niveaux de « *plages soulevées* », auxquels il attribua un âge en accord avec la nomenclature, alors admise, des étages marins du Quaternaire établie par Depéret : *niveau de 55-60 m (Milazzien) ; niveau de 30 m (Tyrrhénien) ; Niveau de 15 m (Monastirien).*

Sur la côte des Maures, seul serait représenté le niveau de 15 m, ce qui serait pour Léon Lutaud l'indice d'un ennoiement tardif du massif des Maures par rapport à l'Estérel. Pour lui, « *c'est avec la transgression plaisancienne qu'a commencé l'envahissement par la mer de la Provence cristalline; depuis le Milazzien le niveau relatif de la mer s'est peu à peu abaissé* […] *il s'est établi au Monastirien seulement le long de la côte des Maures et dans la région de Toulon* ».

De même écrit-il (p. 269) :

> « ces différences qui caractérisent les diverses parties de la Provence cristalline ne peuvent s'expliquer par des mouvements eustatiques […] elles ne sont compatibles qu'avec des mouvements épirogéniques […] on est obligé d'admettre que la Provence cristalline, depuis le Plaisancien et pendant le Quaternaire, a été affectée par un mouvement général en bascule, comportant surrection de la région au N et au NE, avec affaissement au S et au SW ».

En 1924, **Juliette Pfender** (Paris) fit connaître les grès à corallinées du littoral de Bandol qu'elle attribua « *à la partie supérieure du Quaternaire proprement dit* », tandis que **Henri Parent** put établir (1943), grâce à la découverte d'ossements de rongeurs, la chronologie des terrasses marines du littoral toulonnais et des îles d'Hyères, montrant en particulier la discordance existant entre les dépôts du Tyrrhénien et ceux du Flandrien.

VII. L'approche pétrographique des terrains volcaniques

A. L'Estérel

Frédéric Wallerant joua un rôle précurseur en établissant dans sa thèse (1889) l'âge, la pétrographie et les modes de gisement des coulées de « *porphyre rouge* », de pyroméride, de dolérite et de « *porphyre bleu* » et il reconnut l'importance des accidents Est-Ouest dans la mise au jour des éruptions de porphyres rouges.

Il faudra ensuite attendre 1912 pour que paraisse, sous la plume d'**Albert Michel-Lévy** (1877-1955), une étude stratigraphique, pétrographique et structurale du massif de l'Estérel. Dans ce mémoire, l'auteur reprit les divisions stratigraphiques du Permien d'Alfred Potier, mais s'appuya sur la suite des éruptions des diverses roches ou coulées pour fixer la succession stratigraphique.

C'est surtout à la description des pyromérides et pechsteins et à leur mode de gisement que s'appliqua l'auteur. La carte à 1/50 000 qui accompagne cette étude comporte peu d'indications structurales, hormis de curieux contacts anormaux sensiblement Ouest-Est, entre Saint-Raphaël et les grottes de la Sainte-Baume, interprétés par l'auteur comme des chevauchements dus aux « *poussées pyrénéennes venant du Sud-Sud-Est* ». Cette interprétation ne sera toutefois pas retenue par Lutaud (1924), pour qui « *il n'existe pas dans l'Estérel de preuves évidentes de chevauchement vers le N* ».

Ce travail d'Albert Michel-Lévy avait été précédé en 1897 par un mémoire de son père **Auguste Michel-Lévy** (1844-1911), directeur du Service de la Carte géologique de la France, sur le « *porphyre bleu de l'Estérel* », une microdiorite quartzique dont il qualifia le magma qui lui avait donné naissance d'« *estérellite* », nom qui fut étendu par la suite à la roche qui en est issue. Auguste Michel-Lévy effectua, en outre, la première cartographie détaillée de l'estérellite et des terrains qui lui sont associés (fig. 28).

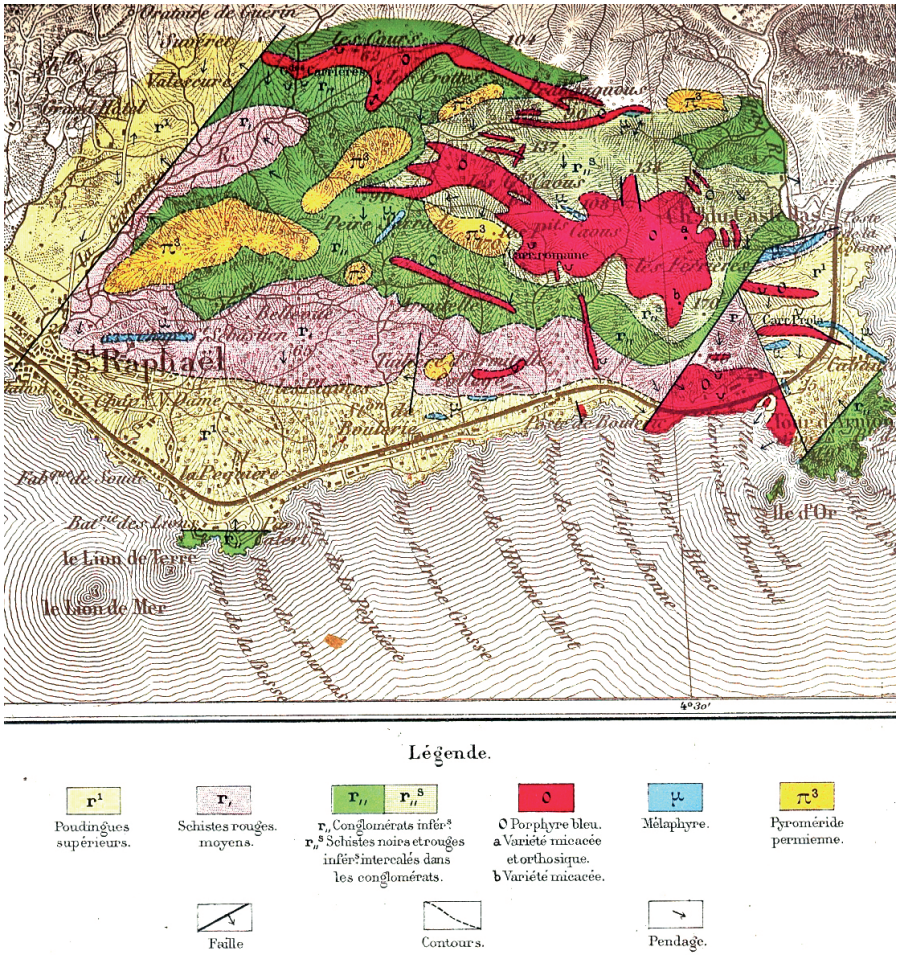


Fig. 28. Carte des différents massifs d'estérellite de la région de Saint-Raphaël et du Drammont dans leur contexte géologique (d'après Auguste Michel-Lévy, 1897).

B. Le volcanisme de la Provence calcaire

À la simple reconnaissance des appareils volcaniques ou des coulées, œuvre des naturalistes du XVIII^e^ siècle, et à l'établissement de leur position stratigraphique, qui fut l'apanage de la période précédente, vint se substituer une analyse pétrographique des différentes roches et une étude précise de leurs gisements. Toutefois, ces travaux ne suffirent pas à dissiper les divergences de vue quant à l'âge des manifestations volcaniques.

En 1889, l'étude pétrographique du pointement volcanique de Rougiers (à l'Ouest de Brignoles) effectuée par **Albert Michel-Lévy** et **Louis Collot** montra qu'il ne s'agissait pas d'une roche basaltique mais d'une néphélinite. Ils ne se prononcèrent pas sur l'âge présumé de la mise en place du dispositif volcanique, mais indiquèrent

toutefois que « *le contact de la roche éruptive avec le Muschelkalk montre des phénomènes de pénétration* » et que « *le calcaire triasique renferme des veinules de talc* ». Entendaient-ils prouver, par ces observations, que l'éruption de la néphélinite de Rougiers est postérieure au Trias ?

Joseph Répelin reprit en 1899 cette question des rapports entre les roches volcaniques de Rougiers et leur encaissant triasique et conclura, de manière prémonitoire (voir p. 129), à l'épanchement « *d'une nappe basaltique au sein même des sédiments triasiques et dont le pointement de Rougiers n'est qu'une dépendance* ».

Les terrains volcaniques de Beaulieu, près d'Aix, firent l'objet d'une étude détaillée par **Louis Collot** en 1890. Ce dernier se rallia, coupes à l'appui, à l'opinion des anciens géologues (Saussure, Matheron et Coquand) que le basalte et la dolérite de Beaulieu « *ont fait éruption avant la fin du dépôt des couches oligocènes qui les entourent* » et ont dispersé autour d'eux des pépérites interstratifiées dans celles-ci.

Mais cette conclusion fut contestée (1891) par **Charles Depéret** qui, notant l'absence de galets de basalte dans le poudingue de base de la molasse marine miocène affleurant à proximité des terrains volcaniques, plaida « *en faveur d'une époque d'éruption du basalte plus récente que l'Helvétien* ». Cette interprétation se révéla plus proche que celle de Collot de la réalité du dispositif stratigraphique du volcan de Beaulieu, tel que les auteurs récents l'ont établi (voir p. 183).

Chapitre 4

La période autochtoniste et la négation des nappes de charriage en Provence

À partir de 1930 et pendant environ trois décennies, la géologie provençale va subir une régression scientifique inattendue. Sous l'influence de **Georges Corroy*** (1895-1981) et de **Georges Denizot**, une école de géologues se constitua à la faculté des sciences de Marseille, dont les travaux structuraux furent destinés à combattre les conceptions allochtonistes de la Provence développées par Marcel Bertrand et Émile Haug.

Bien qu'ils s'en soient défendus, les autochtonistes étaient les héritiers d'Eugène Fournier, pourfendeur des conceptions nappistes de Bertrand, partisan de l'enracinement des structures provençales dans un contexte de plis en champignon et de plis sinueux.

Cependant, cet héritage régional ne fut pas le seul à inspirer les autochtonistes. La description des dômes de sel dans de nombreuses régions du monde, et notamment en Afrique du Nord, leur donna l'occasion de s'interroger sur un possible comportement diapirique du Trias lié aux chevauchements provençaux. À ce sujet, la brillante synthèse de **Maurice Gignoux** (1881-1955) sur la tectonique salifère (1930) fut sans aucun doute une source d'inspiration pour l'école autochtoniste.

Les idées d'autochtonie des structures provençales furent aussi nourries par les travaux des géologues pyrénéens qui, sous la houlette de **Charles Jacob** (1878-1962) minimisèrent l'importance des déplacements tangentiels dans la chaîne pyrénéenne, faisant de celle-ci une « *chaîne de fond où tout est commandé par les mouvements du socle, la couverture sédimentaire discordante post-stéphanienne épousant ces mouvements ou subissant leur influence* » (Jacob, 1930).

Après les brillantes synthèses des deux périodes précédentes, la stratigraphie provençale marque le pas. Il existe à cela plusieurs raisons et, tout d'abord, l'absence de méthodes nouvelles. La micropaléontologie est balbutiante ; elle n'est pas exploitée sous l'angle biostratigraphique, en dépit des travaux précurseurs de **Juliette Pfender** sur les foraminifères benthiques et les algues calcaires ; la sédimentologie et la cartographie de faciès à but stratigraphique sont inexistantes.

Autre raison, les préoccupations des géologues de terrain sont fortement axées sur la révision tectonique des massifs provençaux, plus que sur un renouveau de la stratigraphie des unités sédimentaires qui les composent ou de celle des grands bassins,

comme celui du Beausset ou de l'Arc. Toutefois, des précisions furent apportées à la stratigraphie de la série provençale à l'occasion de révisions de feuilles à 1/80 000 ou de monographies tectoniques : notamment par **Jean Goguel*** (1908-1987) dans la région de Forcalquier et le massif du Luberon, d'**Albert-Félix de Lapparent*** (1905-1975) dans le Haut-Var, de Georges Denizot dans le massif des Calanques.

La monographie de ce dernier sur les massifs de Marseilleveyre et de Puget (1934), donna à cet auteur l'occasion d'une révision stratigraphique et paléontologique des terrains du Crétacé inférieur. Son travail servira de base aux études cartographiques ultérieures qui seront menées sur l'ensemble des massifs de la région de Marseille.

Une révision de la stratigraphie du Miocène de Basse-Provence fit cependant l'objet de la thèse, publiée en 1932, d'un élève de Joseph Répelin, l'abbé **Charles Combaluzier*** (1903-1991), qui reporta en outre ses observations stratigraphiques sur une carte à 1/200 000 de la région.

Les travaux de Combaluzier furent complétés par la thèse de **France Catzigras** (1917-2003) sur l'Aquitanien de Carry-le-Rouet, publiée en 1943, puis par celle de **Denise Mongin** sur le Burdigalien, soutenue en 1948, mais dont la partie consacrée à la stratigraphie ne fut publiée que tardivement, en 1956.

Vint, en 1940, la thèse de **Suzanne Fabre*** (1914-1993) sur le Cénomanien et le Turonien de Basse-Provence. L'auteur apporta peu de données nouvelles aux synthèses effectuées par ses prédécesseurs (Collot notamment), mais elle effectua une importante étude paléontologique, notamment des ammonites. La guerre interrompit son travail, qui aurait dû se poursuivre sur le Sénonien[21].

Georges Corroy réalisa une synthèse paléogéographique de la Provence post-hercynienne, et effectua un bilan des études stratigraphiques des années 1950 dans le *Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot* coordonné par Michel Durand-Delga (1960-1963).

I. Les travaux de tectonique en Provence calcaire

A. La Basse-Provence calcaire occidentale

Intervint d'abord **Georges Denizot**, disciple (écrivait-il) de Haug, mais paradoxalement opposé aux théories nappistes. Denizot se montra plutôt inspiré par les concepts de Fournier, bien que se disant opposé à la théorie des plis sinueux.

En prélude à sa monographie sur les massifs de Marseilleveyre et de Puget (1934), il exprima sa conception autochtoniste des structures provençales. Selon lui, le rôle diapirique du Trias a été mésestimé par Marcel Bertrand. Pour Denizot, le Trias qui jalonne la faille de l'Amandier à l'Ouest du massif d'Allauch ne serait pas une semelle de nappe, suivant la conception de Marcel Bertrand, mais une montée diapirique

[21] On lui doit cependant une révision (1951) des faunes lagunaires et continentales du Crétacé supérieur de Basse-Provence.

entre les deux lèvres de la faille. Denizot reprit aussi à son compte l'hypothèse (déjà défendue par Eugène Fournier, mais rejetée partiellement par Marcel Bertrand), de l'existence d'obstacles (comme l'aire centrale du massif d'Allauch) sur lesquels déferleraient et viendraient s'écraser des plis couchés.

Au crédit de Denizot il faut cependant mettre la reconnaissance de plissements précurseurs des chevauchements (il cita comme exemples l'Étoile et la Sainte-Victoire), qu'il attribua à la phase laramienne. Lutaud développa avec succès (1935) cette hypothèse (quoique déjà formulée auparavant par Collot et par Répelin) pour expliquer la genèse des chevauchements provençaux. Et c'est également Denizot qui évoqua une déchirure de la couverture secondaire comme cause de la dénudation du Trias de l'Huveaune et de la Salette[22].

Vers la fin de sa période provençale, Denizot se désolidarisa *pro parte* des théories autochtonistes en admettant, pour des raisons de cohérence paléogéographique de l'Aptien, le charriage de l'unité jurassique de Roqueforcade-Nans dans le massif de la Sainte-Baume, que Corroy interpréta (1939) comme autochtone. Cette « *trahison* » fut sans doute une des raisons de la brouille qui naquit entre les deux hommes avant la nomination de Denizot comme professeur à l'université de Montpellier.

Georges Corroy, nommé en 1932 à la chaire de géologie de Marseille (Denizot ayant été classé en deuxième ligne), en remplacement de Joseph Répelin, subit, dès son arrivée, l'influence de Denizot et va lui emboîter le pas.

Entre 1932 et 1960, Corroy et ses élèves vont réétudier et cartographier les principaux ensembles montagneux de la région provençale et proposer pour la plupart d'entre eux (à l'exception notable de la colline du Vieux-Beausset) leur enracinement. On assiste alors à une remise en question complète du concept de nappe de charriage en Provence établi par Marcel Bertrand, Georges Corroy devenant le champion d'une école structurale autochtoniste visant à assimiler la Provence à une chaîne « *de revêtement* » et à y minimiser, par opposition aux Alpes, les déplacements horizontaux.

Il bénéficia d'un appui considérable, celui de Charles Jacob, qui régnait alors, de la Sorbonne, sur les destinées de la géologie française. La correspondance entre les deux hommes (en dépôt aux Archives de l'Académie des Sciences) est éloquente à ce sujet. Charles Jacob favorisa la nomination de Corroy à Marseille. Il lui prodigua de nombreux conseils, dont celui de « *conserver une indépendance absolue* » au sujet des interprétations qui avaient été données de la géologie provençale (c'était manifestement une défiance à l'égard de Haug et de ses élèves : Lutaud et Lanquine).

Empli de respect envers son mentor parisien et se confondant à maintes reprises en remerciements appuyés, Corroy écrivit à Jacob en 1932 : « *je brûle de parcourir ce bled splendide, à la recherche de vos Pyrénées* ». Et c'est effectivement à la poursuite de ce but qu'il orientera tous ses travaux de tectonique.

La démarche anti-nappiste de Corroy s'appuya principalement sur trois fondements :

1. D'abord des levés détaillés à l'échelle du 1/20 000, qui le conduisirent à des rectifications stratigraphiques. Il s'agit par exemple (Corroy, 1935a)

[22] Idée qui sera reprise par Gérard Guieu (1968).

d'une sèche, autant qu'injuste, remise en question[23] de certains contours de la première édition de la feuille Aubagne à 1/50 000 levée par Émile Haug et ses élèves. Mais les levés de Corroy (pourtant formé à la rigoureuse école de cartographie de Paul Fallot), à leur tour, ne se révéleront pas exempts d'erreurs stratigraphiques (notamment dans le massif de la Sainte-Baume) ou structurales (interprétation souvent erronée du pendage réel des contacts anormaux).

2. Ensuite, ce fut une minimisation ou une négation pure et simple des mouvements post-nappes, pourtant énoncés à maintes reprises par Marcel Bertrand. C'est ainsi que le plongement, sous l'Oligocène de la plaine d'Aubagne, de l'unité jurassique de Roqueforcade, dans le massif de la Sainte-Baume, est, selon l'école autochtoniste, un indice de l'enracinement de ce dernier.

3. Enfin, il fit jouer au Trias un rôle essentiellement diapirique, celui-ci pouvant percer sa couverture et en entraîner des « *copeaux* », ou donner des « *plis anticlinaux faillés en champignon* », les synclinaux formant souvent alors dans le détail des plis « *en blague à tabac* ».

Dès 1935(b), Georges Corroy, avec l'aide de ses élèves, prit le contre-pied des idées de Bertrand et de Haug et interpréta l'unité jurassique de Roqueforcade-Nans et celle d'Encauron dans le massif de la Sainte-Baume, comme enracinées.

En 1935 encore, G. Corroy et G. Denizot présentèrent dans un livret-guide d'excursions (qui fut publié en 1943) leurs conceptions sur la tectonique de la Basse-Provence occidentale et ils en précisèrent le style, emprunté aux synthèses d'Argand : les plis qui la constituent correspondent à des « *plis de couverture sur une chaîne de fond* », sans aucune nappe de charriage (fig. 29) ; le socle de la série sédimentaire provençale est constitué par le « *pli de fond des Maures* » ; quant à la couverture secondaire du socle, elle se montre « *décollée légèrement* » le long de la dépression permienne, à la base des calcaires du Muschelkalk, par une discordance mécanique entre ceux-ci et les horizons gréso-schisteux du Trias inférieur et du Permien. Selon Corroy, la théorie de l'« *écoulement par gravité* » rendrait bien compte des plis provençaux.

Va suivre l'enracinement des collines d'Auriol (Corroy & Gouvernet, 1937) puis, en 1939, la publication de la monographie de Corroy sur le massif de la Sainte-Baume, dans laquelle il réaffirma l'autochtonie de l'unité jurassique de Roqueforcade-Nans, ainsi que celle des collines d'Encauron, et fit de la haute chaîne le flanc inverse d'un grand pli couché. Toutefois, Corroy cartographia et interpréta avec précision le chevauchement de la série normale dans la région de Mazaugues et les klippes jurassiques sur le Sénonien du synclinal du Plan d'Aups, à l'Est de la haute chaîne. Il donna par ses coupes (bien mieux que Haug et Répelin), une idée réaliste du style souple de la déformation des couches, dont Gérard Guieu s'inspirera.

[23] Tardivement fustigée par Léon Lutaud en 1958 dans la notice biographique qu'il consacra à son maître, Émile Haug.

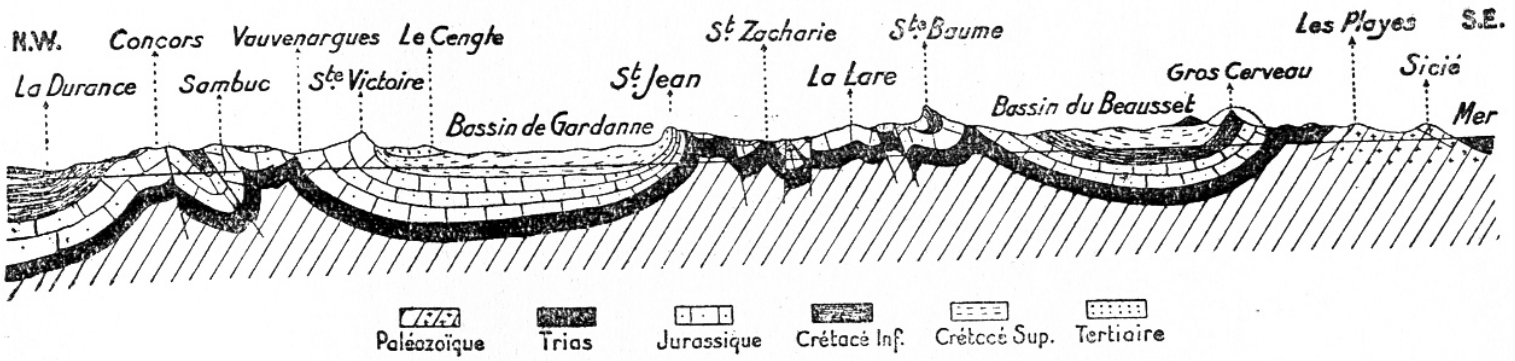


Fig. 29. Esquisse structurale de la Provence occidentale par Georges Corroy et Georges Denizot (1943). Remarquer les plis de couverture moulant étroitement les déformations du socle paléozoïque et l'absence de toute figuration de chevauchement (hormis celui du Vieux-Beausset) tant dans le socle (Sicié) que dans la couverture (Sainte-Baume, Saint-Jean, Sainte-Victoire).

Corroy confia à **Claude Gouvernet*** (1908-1975) le soin de reprendre l'étude des chaînons nord-toulonnais dans une optique autochtoniste. Rude tâche que celle qui fut confiée à ce dernier, compte tenu des travaux prestigieux de Marcel Bertrand sur cette région, ainsi que des levés détaillés d'Émile Haug et de ses élèves pour l'établissement de la première édition des cartes à 1/50 000 de Toulon et La Ciotat. Gouvernet minimisa dans sa thèse (1963a) l'importance des chevauchements des chaînons nord-toulonnais (à l'exception cependant du lambeau de recouvrement du Vieux-Beausset).

Durant les années sombres de l'occupation de la France par les armées allemandes, les recherches sur le terrain devinrent difficiles, sinon impossibles.

En tant que directeur du Service de la Carte géologique, **Jean Goguel** eut toutefois des facilités de déplacement qu'il utilisa pour étudier divers sujets dans les Alpes et la Provence. Il s'appliqua ainsi (1943) à une synthèse tectonique de la Basse-Provence calcaire occidentale, toutefois assez théorique et ne s'appuyant que sur des contours cartographiques levés par d'autres auteurs, notamment Corroy.

Goguel était partisan du rôle majeur de la gravité dans la formation des plis et chevauchements provençaux. Il expliqua de cette façon la mise en place du lambeau de recouvrement du Vieux-Beausset et minimisa l'ampleur du chevauchement nord-toulonnais. Pour lui, les étirements de certains niveaux de la couverture, ou la mise au jour des arcs triasiques résultent, comme le pensait Denizot, de déchirures par extension de la série jurassique. Ces déchirures peuvent s'accompagner de failles de décrochement le long desquelles des panneaux entiers de la couverture ont pu subir une translation.

Cette idée originale fut appliquée au massif de la Sainte-Baume, Goguel enracinant, comme Corroy, l'unité de Roqueforcade-Nans, mais expliquant sa mise en place par le jeu d'un grand décrochement dextre, sensiblement SW-NE, mais que les études ultérieures n'ont pas confirmé.

C'est en 1944 que Goguel publia une monographie sur le massif des Alpilles, en s'appuyant sur des travaux stratigraphiques menés par **Pierre de Brun** (1874-1941) conservateur du musée archéologique de Saint-Rémy, et **Casimir Chatelet,** conservateur du Musée Requien d'Avignon. Ces derniers avaient mis en évidence (1923) le Bartonien sur le revers septentrional du massif, ce qui situe, dans les Alpilles, le terme le plus récent de la série fluvio-lacustre éocène de toute la Basse-Provence.

Pour Goguel, c'est entre le Bartonien et le Burdigalien (discordant) que se place la principale phase tectonique qui a conduit au plissement des Alpilles et, « *malgré les plissotements de l'Oligocène de Montmajour on peut, par analogie avec les autres parties de la Basse-Provence, dater ces mouvements de l'Eocène supérieur* ».

Goguel décrivit aussi le fossé de Cavaillon-Lamanon (fig. 30) et suggéra l'idée que « *le défaut de correspondance entre les plis situés de part et d'autre montre que ce fossé devait être ébauché dès l'Eocène supérieur* ». Goguel effectua aussi une étude originale de la tectonique alpine du massif des Alpilles, montrant les déformations de la surface d'érosion anté-Miocène (qui se traduit, selon lui, par « *un simple bombement très large* ») mais passant sous silence le caractère chevauchant de la faille des Baux,

dont il conclut au faible rejeu posthume. Selon Goguel, on assiste dans les Alpilles « *à l'atténuation progressive des derniers mouvements alpins* ».

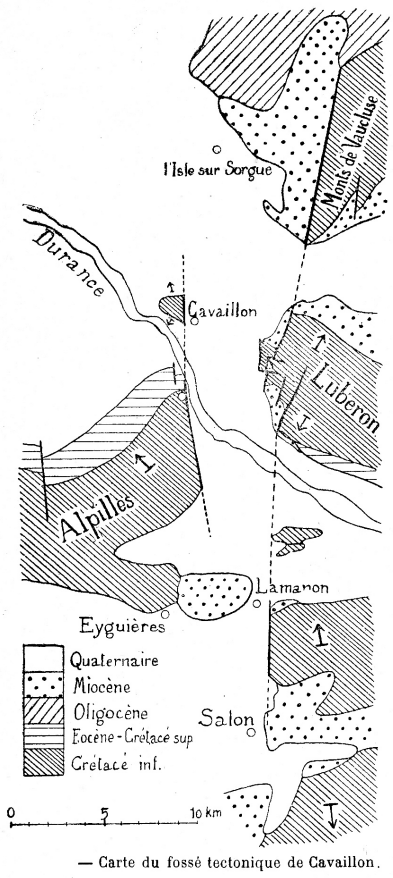


Fig. 30. Les failles de Salon et de Cavaillon et le couloir tectonique de Lamanon entre Alpilles et Luberon par Jean Goguel (1944).

Le célèbre massif de la Sainte-Victoire ne resta pas à l'écart des travaux de tectonique et c'est Corroy qui en reprit l'étude, dont il publia les résultats en 1957. Adoptant dans l'ensemble la stratigraphie de Collot, auquel il rendit hommage, il en fit siennes aussi les conclusions structurales, interprétant le massif comme un « *anticlinal jurassique, déjeté vers le Sud sur le bassin crétacé et tertiaire de l'Arc* », à charnière complexe, rompu, ajouta-t-il avec raison, par des « *décrochements qui désarticulent l'ensemble et jouent comme des touches de piano* ».

Corroy et ses élèves soumirent à deux reprises sur le terrain leurs résultats aux feux de la critique d'éminents géologues. Ce fut d'abord, en 1950, lors de la **Réunion du cinquantenaire des Œuvres de Marcel Bertrand**, présidée par **Maurice Lugeon** (1870-1953), célèbre tectonicien de la chaîne alpine, émule de Marcel Bertrand,

ensuite, en 1958, pour commémorer le **Centenaire de la création de la chaire de géologie de l'université de Marseille**.

À ces deux occasions, des contradicteurs de la conception autochtoniste défendue par Corroy se firent entendre : certains assez percutants, comme Edward B. Bailey (1881-1965), professeur de géologie à Glasgow, et surtout Maurice Lugeon en 1950, défendant les vues de Marcel Bertrand, d'autres plus diplomates comme Paul Fallot en 1958. C'est Lugeon qui, à l'occasion de l'excursion de 1950 dans le massif de la Sainte-Baume, formula le concept paléogéographique imagé de la Provence urgonienne chevauchant la Provence à bauxite.

B. La Basse-Provence calcaire orientale

Il faut citer ici un élève de Charles Jacob, l'abbé **Albert-Félix de Lapparent**, à qui échut la tâche de résoudre le difficile problème des relations entre la Provence et les Alpes. Il entreprit, dès 1932, l'étude des régions situées entre le Var et la Durance, et notamment la région de Draguignan où Émile Haug et Léon Bertrand avaient décrit de vastes nappes de charriage, comme celle dite « *des Bessillons* ».

S'appuyant sur une analyse stratigraphique et cartographique précise de cette région complexe, Albert-F. de Lapparent fit justice (1938) des interprétations nappistes et établit la structure réelle de la Basse-Provence orientale, caractérisée par « *des chevauchements montrant un enracinement brusque à leurs extrémités et un développement assez considérable au milieu* ». Selon lui, le style tectonique provençal « *est caractérisé par des plis de couverture avec dysharmonies, décollements et étirements fréquents* ». Il fit du Trias le niveau de décollement de la couverture, montrant l'intense plissement « *pour son propre compte* » du Muschelkalk au-dessus du tégument permien (fig. 31).

Les travaux d'Albert-F. de Lapparent firent revenir Antonin Lanquine sur ses conceptions nappistes concernant la Basse-Provence orientale et lui firent abandonner (1935b), l'idée d'un charriage du Trias de Saint-Maximin qui avait été proposé par son maître, Émile Haug.

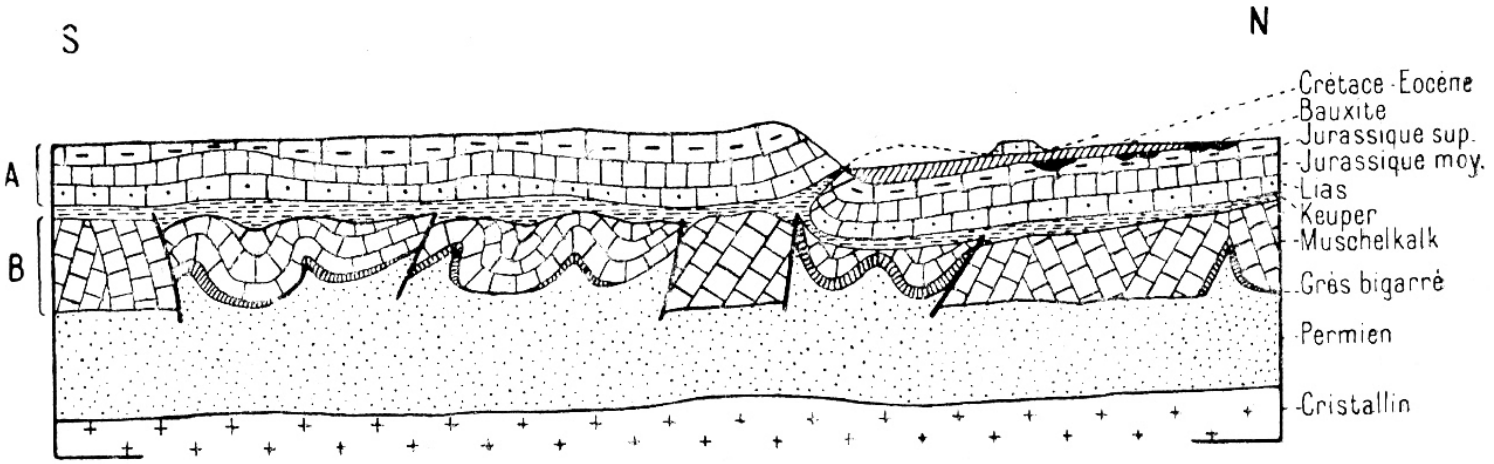


Fig. 31. Schéma illustrant l'allure des plis provençaux (d'après Albert-F. de Lapparent, 1938). Remarquer le tégument permien adhérant au socle et les disharmonies de plissements : d'une part entre le Muschelkalk et le Permien, d'autre part entre l'ensemble Lias-Jurassique et le Muschelkalk. Il en résulte la superposition de deux séries de plis de couverture A et B, décollées l'une sur l'autre et sur le tégument.

C. La Haute-Provence

Une étude géologique menée par **Maurice Gignoux** (1881-1955) et **Léon Moret** (1890-1972) dans la région de Manosque, Volx, Forcalquier, pour le compte de l'Office national des Combustibles et publiée en 1929, amena les deux professeurs grenoblois à effectuer un certain nombre d'observations nouvelles sur la stratigraphie et la structure du bassin tertiaire.

Selon eux, la transgression de l'Oligocène inférieur conglomératique sur l'Urgonien de l'anticlinal de Volx « *rend tangible l'intensité des mouvements pyrénéo-provençaux dans cette région* ». L'anticlinal de Volx et ses environs sont « *d'une grande complexité* » : écaillage du Cénomanien et de l'Éocène, « *démontrant l'existence de plissements pyrénéo-provençaux* » et « *failles de tassement ayant commencé à jouer après l'Oligocène* ».

Mais, au Nord-Est de l'anticlinal, l'écaille d'Hauterivien distinguée par Gignoux et Moret et venant perforer sa couverture oligocène, se révélera être en fait une klippe sédimentaire intercalée dans les marnes de l'Oligocène supérieur, comme cela sera démontré ultérieurement (1973) par **Patrick Gigot** (voir p. 231).

Charles Combaluzier n'admettait pas l'existence de plissements syn- ou post-miocènes, expliquant dans sa thèse (1932) que les plongements ou les renversements des couches miocènes étaient dus à « *l'effondrement de compartiments plus ou moins étendus, par flexures ou par failles, sur le bord des anciens plis de direction pyrénéenne* ».

Combaluzier prêta une particulière attention à la topographie de la surface d'arasion sur laquelle s'est effectuée la transgression miocène dans ses différentes étapes. Il expliqua les transgressions majeures du Burdigalien et du Vindobonien dans le Luberon et les secteurs environnants comme dues à « *deux affaissements du sol de nature épirogénique* ». Des mouvements de même nature, mais positifs, auraient entraîné, selon lui, après le dépôt du Tortonien, « *un mouvement de bascule qui fait plonger tout le pays du nord-est vers le sud-ouest* ».

L'étude que mena **Jean Goguel** pour la révision de la feuille à 1/80 000 de Forcalquier le conduisit (1932) à s'opposer aux interprétations de Combaluzier sur le style de la tectonique miocène et lui fournit l'occasion de la publication d'une monographie sur le massif du Luberon. Sa contribution à la stratigraphie des terrains crétacés et tertiaires du massif est importante.

La région de Cucuron permet de « *constater la simultanéité de l'érosion et du plissement ; celui-ci s'est fait progressivement pendant tout le Pontique* » [Miocène terminal].

C'est à Goguel que revint la distinction des deux plateaux d'érosion qui affectent le Petit-Luberon ; pour lui, le « *plateau inférieur est la surface sur laquelle s'est faite la transgression helvétienne* », tandis que le plateau supérieur serait la « *surface d'érosion continentale de la même époque* ».

Les recherches ultérieures de Georges Clauzon montreront cependant qu'il s'agit de la même surface, décalée par les déformations qui se sont produites au Miocène supérieur (voir p. 181).

La tectonique du massif du Luberon avait fait l'objet de quelques considérations très générales de Wilfrid Kilian qui avait, en particulier, mis en évidence l'existence de deux phases de plissement : l'une anté-miocène, l'autre post-pontique.

Goguel développa cette idée et rapporta à la phase pyrénéo-provençale : « *un anticlinal qui suit toute la longueur du Luberon, mais beaucoup plus intense à l'Ouest qu'à l'Est* », ainsi que le « *pli couché de Mérindol* » chevauchant l'Éocène du Petit Luberon et représentant « *le prolongement de l'anticlinal des Alpilles* ». Un accident de même âge relierait Apt au rocher de Volx.

Selon Goguel, ces paléostructures pyrénéo-provençales de direction Est-Ouest auraient commandé la différenciation des faciès de l'Oligocène dans le Bassin de Manosque et sur ses bordures (fig. 32). D'autre part, la tectonique miocène aurait complètement rajeuni le Grand-Luberon et créé « *la chaîne qui porte le nom de Luberon de Manosque, au caractère si différent du Luberon proprement dit* ».

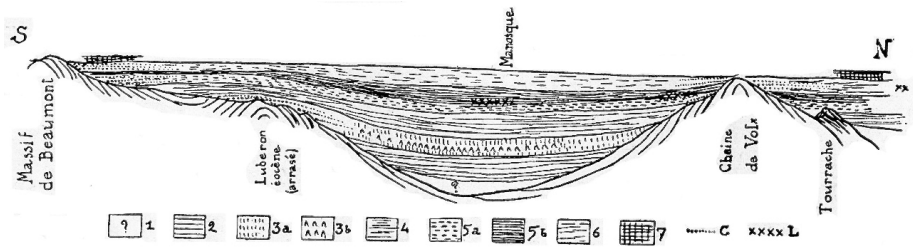


Fig. 32. Reconstitution du Bassin de Manosque à l'Oligocène (d'après Jean Goguel, 1932). Les dépôts de l'Oligocène montrent une disposition transgressive sur les paléoreliefs hérités de la tectonique pyrénéo-provençale. Noter l'individualisation de la fosse de Manosque (comparer avec la figure 95). 1 : Ludien hypothétique ; 2 : Infra-Tongrien ; 3a : Marnes de la Mort d'Imbert ; 3b : gypses ; 4 : Tongrien supérieur ; 5a : Aquitanien inférieur, marnes ; 5b : Idem, calcaires ; 6 : Aquitanien moyen ; 7 : Aquitanien supérieur ; C : bancs de conglomérats ; L : lignite.

Dans le massif de Gigondas, Goguel montra (1938) le rôle des érosions anté-miocènes dans la forme si particulière des plis de ce secteur : « *l'enlèvement de l'urgonien par l'érosion* […] *a placé la région de Gigondas dans la même situation vis à vis des plis miocènes que la fosse vocontienne où l'urgonien est remplacé par un faciès vaseux peu épais* ».

II. La cartographie des Maures, du Tanneron et de l'Estérel

A. Le massif des Maures

La feuille Hyères à 1/50 000, levée par **Henri Schoeller** et **Léon Lutaud**, fut publiée en 1932, puis une importante découverte paléontologique fut faite en 1938 par Schoeller**,** celle de l'existence de graptolites dans les schistes cristallins du mont Fenouillet, près d'Hyères, conduisant à attribuer ainsi au Silurien supérieur la série

la moins métamorphique du massif des Maures. Cette découverte faisait suite à celle de **Juliette Pfender** (1923), qui avait observé la présence de radiolaires dans les phtanites paléozoïques du cap Sicié.

La guerre terminée, Georges Corroy confia en 1947 un sujet de thèse sur l'étude des terrains cristallins du massif des Maures à son élève **Simone Gueirard*** (1921-2006). Presque dans le même temps (1948), Eugène Raguin (1900-2001) chargea **Pierre Bordet*** (1914-1996) de lever la carte à 1/50 000 de ce massif.

On peut s'étonner de cette initiative du directeur du Service de la Carte géologique. Il est vrai qu'Eugène Raguin était le gendre de Marcel Bertrand et qu'il n'appréciait vraisemblablement pas les travaux anti-nappistes de Corroy en Provence. Il estima peut-être aussi que l'école dont était issue Simone Gueirard ne l'avait pas préparée à une étude des terrains cristallophylliens du massif des Maures.

Quoi qu'il en soit, les recherches respectives de Simone Gueirard et de Pierre Bordet furent menées de manière indépendante et sans que les chercheurs concernés aient, semble-t-il, échangé des informations pendant la décennie au cours de laquelle se déroulèrent leurs travaux.

Bordet s'attela à cette tâche de cartographie alors que son travail sur l'Estérel n'était pas encore achevé. Simone Gueirard se forma à la pétrographie avec Élisabeth Jérémine (1879-1964) puis se plaça sous la direction de Jean Jung (1896-1977), professeur de géologie à la faculté des sciences de Paris, spécialiste des ensembles granitiques et métamorphiques dont elle épousa les idées sur la zonéographie des terrains cristallophylliens et les appliqua au massif des Maures.

Bordet fut le premier à publier (1956) une synthèse pétrographique et structurale des résultats de ses recherches, celles-ci concernant la partie centrale du massif des Maures.

Il souligna le fait que : « *la série cristallophyllienne du massif des Maures est une série stratifiée de faible épaisseur, repliée isoclinalement sur elle même* » et que « *la série stratifiée repose sur du granite et des migmatites dont la formation est contemporaine de l'orogenèse* ».

Il ne retint pas les interprétations tectoniques d'André Demay et ne vit dans les gneiss de Bormes « *qu'un pli de fond de faible amplitude* » ; de plus, « *l'idée d'après laquelle la zone mylonitique de Grimaud serait la base d'une nappe de charriage, ne semble pas s'imposer* ». Quant aux accidents transversaux Est-Ouest du massif, ils sont pour Bordet intimement associés à la structuration isoclinale ; l'orogenèse tertiaire ne les aurait fait que légèrement rejouer.

La thèse de Simone Gueirard fut soutenue en 1957, sans que soit citée la note de Pierre Bordet. La description pétrographique des différentes unités métamorphiques et des roches intrusives du massif tient une place prépondérante dans son travail. Elle fit une distinction importante entre les Maures orientales formées de migmatites et les Maures occidentales constituées d'ectinites. Les schistes cristallins du massif des Maures « *ont subi deux métamorphismes séparés par un épisode de rétromorphose* ». Son étude structurale rejoignit cependant les conclusions de Bordet du plissement isoclinal de la série cristallophyllienne et elle rejeta, comme lui, l'interprétation nappiste de Demay concernant la zone des gneiss de Bormes et

l'accident de Grimaud. Simone Gueirard publia en annexe de sa thèse une carte à 1/100 000 du massif des Maures.

Pierre Bordet et Simone Gueirard se partagèrent les levers du massif des Maures sur les feuilles de Fréjus-Cannes (1966) et de Saint-Tropez (1967), mais c'est Bordet qui assura l'intégralité des levers sur les zones les plus complexes du massif : feuilles de Collobrières (1969) et de Hyères-Porquerolles (1976) réalisant ainsi, quelque trente années plus tard, le projet dont l'avait initialement chargé Eugène Raguin.

B. Le massif du Tanneron

La thèse de Pierre Bordet (1951) apporta des observations importantes sur les séries cristallines et cristallophylliennes du massif du Tanneron, qui avait été peu étudié jusqu'alors. Jean Jung avait cependant signalé, en 1937, dans le bassin houiller du Reyran, la présence de bogheads à *Pila*, identiques à ceux du bassin d'Autun.

Bordet retrouva dans le massif du Tanneron la disposition en bandes Nord-Sud, caractéristique des structures anté-stéphaniennes du massif des Maures, ainsi que les structures post-stéphaniennes (« *accident de Joyeuse* » et zone de faille limitant à l'Est le bassin houiller du Reyran). De ces observations, il tira la conclusion qu'il n'existe pas d'accident hercynien important entre les Maures et le Tanneron et que la dépression du bas Argens est à rapporter à des accidents ultérieurs.

C. Le massif de l'Estérel

C'est sur l'Estérel que Pierre Bordet focalisa l'essentiel de sa thèse. Grâce à une cartographie à 1/20 000 du massif, reportée sur la première édition (1966) de la feuille Fréjus-Cannes à 1/50 000, il établit un canevas stratigraphique précis du Permien et de ses coulées volcaniques, distinguant deux séries séparées par une discordance majeure, chaque série comprenant deux trilogies de coulées (andésitiques, doléritiques et rhyolitiques).

À partir d'une coupe de référence, prise entre les vallées du Reyran et de la Moure, il étudia les variations latérales des coulées et des unités sédimentaires intercalées et il définit l'emplacement des centres d'émissions volcaniques : l'ancienne caldeira de Maurevieille, le volcan du Cap Roux, celui du Planestel et celui du mont Vinaigre (fig. 33).

Son étude tectonique se termine par une conclusion importante : « *il n'y a pas trace, dans le socle, le Permien et le Werfénien de la région étudiée, d'une phase orogénique, autonome par son style ou sa direction de plissement, qui soit postérieure au Trias* ».

L'ensemble des failles qui affectent le Permien est, selon Bordet, probablement antérieur au dépôt de toute couverture sédimentaire notable. Les sédiments permiens se sont accumulés entre des failles vivantes et les éruptions volcaniques sont en rapport étroit avec la formation d'un fossé d'affaissement (« *rift-valley* »).

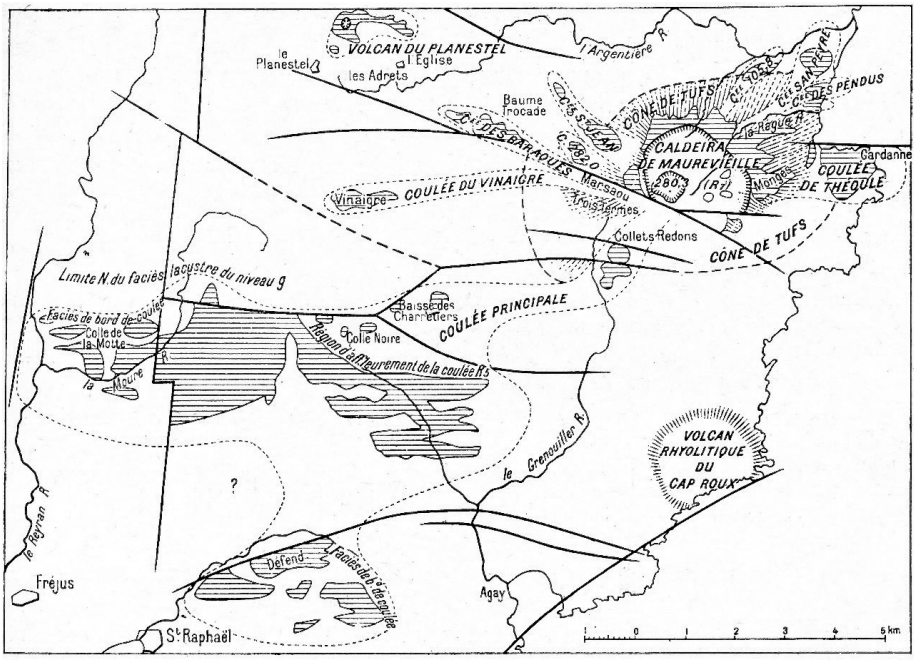


Fig. 33. Reconstitution du dispositif volcanique permien de l'Estérel par Pierre Bordet (1951).

Pour Bordet, les plissements tertiaires de la Provence calcaire se sont donc produits « *au-dessus de la surface de décollement formée par les cargneules de la base du Muschelkalk* ». Quant à l'estérellite, dont il fit une étude détaillée, elle se serait mise en place, selon lui, avant le Werfénien, contredisant ainsi l'opinion classique qui, jusqu'alors, attribuait l'estérellite au Tertiaire[24].

III. La controverse sur l'interprétation structurale des massifs hercyniens toulonnais

Dès 1935, **Georges Corroy** prit le contre-pied des idées de Marcel Bertrand, Philippe Zürcher et Émile Haug et interpréta les massifs hercyniens de la région de Toulon comme enracinés « *in situ* ». Ces massifs, écrit-il, « *apparaissent sous la forme de dômes, ou de lames plus ou moins élargies, crevant le manteau de sédiments permo-triasiques qu'ils chevauchent parfois localement* ». Corroy contesta notamment la superposition des phyllades au Trias dans le secteur du fort Sainte-Marguerite, à l'Ouest du débouché de la galerie de l'Eygoutier, indiquant que ces phyllades « *sont en réalité à l'état de débris remaniés, d'éluvions couvrant une faible surface* »[25].

[24] Âge qui sera cependant retrouvé ultérieurement par la géochronologie (voir p. 124).

[25] Cette observation de Georges Corroy est, selon nous, exacte. L'existence de remaniements de phyllades sous forme de galets mêlés à des graviers ou des blocs de quartz, au sein de colluvions rougeâtres, ou dans des cavités karstiques creusées dans le Muschelkalk, peut se vérifier dans

À partir de 1946, date de début de préparation de sa thèse, sous la direction de Corroy, Claude Gouvernet rechercha les arguments cartographiques permettant d'accréditer l'interprétation de l'enracinement des massifs de phyllades.

Toutefois, il ne fut pas en charge du relevé géologique d'une galerie souterraine creusée entre La Seyne et le Cap Sicié et ce fut Jean-Paul Destombes, ingénieur au Service géologique national, qui en suivit l'avancement. Il y effectua des observations tectoniques qui le conduisirent à décrire (1951) l'existence d'un important contact anormal de chevauchement des phyllades du cap Sicié sur le Permien de Saint-Mandrier.

Pour Destombes, « *il ne fait aucun doute qu'aux abords de la ligne de coupe de la galerie, les phyllades du cap Sicié soient charriées par dessus le Permien* […] *et que rien ne s'oppose à l'hypothèse de M. Bertrand et E. Haug, selon laquelle ces racines seraient au Sud* ».

Destombes adopta ainsi le schéma de Zürcher, faisant du Permien de Saint-Mandrier une fenêtre sous les phyllades de Sicié, ce qui avait été rejeté par Corroy, pour qui le Permien de Saint-Mandrier constituait un synclinal au sein des phyllades.

Destombes maintint cependant l'idée, émise par Haug, de l'autochtonie de la partie septentrionale du massif paléozoïque de Six-Fours, admettant ainsi implicitement que la galerie souterraine n'avait pas levé l'indétermination de la localisation sur le terrain du front de la nappe de Sicié.

Cette question de l'interprétation structurale du massif de Sicié fut abordée par Maurice Lugeon quelques mois (24 décembre 1950) avant que soit présentée à la Société géologique de France la note de Jean-Paul Destombes (19 février 1951).

Toutefois, la note de Lugeon, que ce dernier rédigea dans la foulée de la **Réunion géologique en Provence pour commémorer le cinquantenaire des Œuvres de Marcel Bertrand** (28 septembre-6 octobre 1950), ne fut publiée qu'en 1951. Destombes n'en eut pas communication et, inversement, Lugeon ne connaissait pas les résultats définitifs du creusement de la galerie du cap Sicié lorsqu'il écrivit son article.

Lugeon proposa une interprétation élégante de la structure des massifs hercyniens de la région de Toulon, qui résolvait l'épineux problème de la proximité d'unités hercyniennes flottantes et d'autres enracinées. Pour lui, il s'agit bien des éléments d'une seule nappe, charriée du Sud vers le Nord, mais une nappe à tête plongeante (fig. 34) s'enfonçant en un véritable coin dans le tégument permien et dans le Trias de La Seyne et de Toulon, et s'arrêtant sous les premières masses calcaires des plis toulonnais[26].

---

l'anse San Peyre. Mais, en raison de la grande densité de propriétés privées autour du fort Sainte-Marguerite, il n'a pas été possible, jusqu'à maintenant, de retrouver l'affleurement de phyllades signalé par Marcel Bertrand et Philippe Zürcher, ni de faire la lumière sur ce point d'histoire, controversé, de la géologie toulonnaise.

[26] Les travaux de percement du tunnel nord de Toulon (inédit) ont effectivement recoupé dans la partie centrale de l'ouvrage un important contact tectonique représenté par des écailles de

Pour Lugeon, cette nappe comporte un flanc normal constitué par les massifs des Playes et de Six-Fours (que Haug pensait enracinés) et un flanc inverse étiré et écaillé constituant les massifs de Lamalgue, du Pradet et les étroites lames de phyllades de la galerie de l'Eygoutier.

Confronté à l'audacieuse hypothèse de Lugeon et contraint par les données structurales fournies par la galerie du cap Sicié, Claude Gouvernet entreprit une étude stratigraphique et une cartographie extrêmement détaillées des massifs de phyllades, cherchant dans la masse des terrains métamorphiques des niveaux repères ou des structures permettant d'argumenter ou de réfuter l'hypothèse de la « *nappe de Sicié* ». Sa conclusion (1963) concernant les massifs hercyniens situés à l'Ouest de Toulon (Sicié, les Playes, Six-Fours) prit le contre-pied de l'interprétation de Zürcher et Haug.

Pour Gouvernet (thèse, 1963a p. 61-62), il existerait en effet « *deux grandes unités tectoniques, l'une anticlinale, l'autre synclinale, qui se chevauchent du Nord-Ouest vers le Sud-Est. La masse en recouvrement, anticlinale, est séparée de la masse chevauchée, synclinale, par un contact anormal qui affecte à la fois les terrains métamorphiques et la couverture sédimentaire* ».

Selon cette interprétation, le Permien de Fabrégas ne serait pas une demi-fenêtre sous la nappe de Sicié, mais constituerait « *la bordure occidentale du Massif anticlinal permo-triasique de Saint Mandrier, recouvert par les écailles de phyllades du cap Sicié s'enracinant au Nord et au Nord-Ouest* » (fig. 35).

À l'Est de Toulon, Gouvernet interpréta les deux principales unités de phyllades (Lamalgue et Le Pradet) comme « *des blocs anticlinaux écailleux qui se déversent, au Sud, sur le Trias du littoral méditerranéen* ». Il fit siennes les interprétations de Corroy sur l'existence de lames écailleuses de phyllades perçant leur carapace de Permien et de Trias : « *le Permien et le Trias, touchés par cette tectonique profonde, se plissent en donnant de véritables plis de revêtement* ». Ce dispositif accompagnerait *« la zone d'ennoyage des massifs hercyniens de la région toulonnaise* ».

socle et de Permien chevauchant d'Ouest en Est, par l'intermédiaire d'une semelle de Trias, un ensemble permien apparemment moins déformé (autochtone ?).

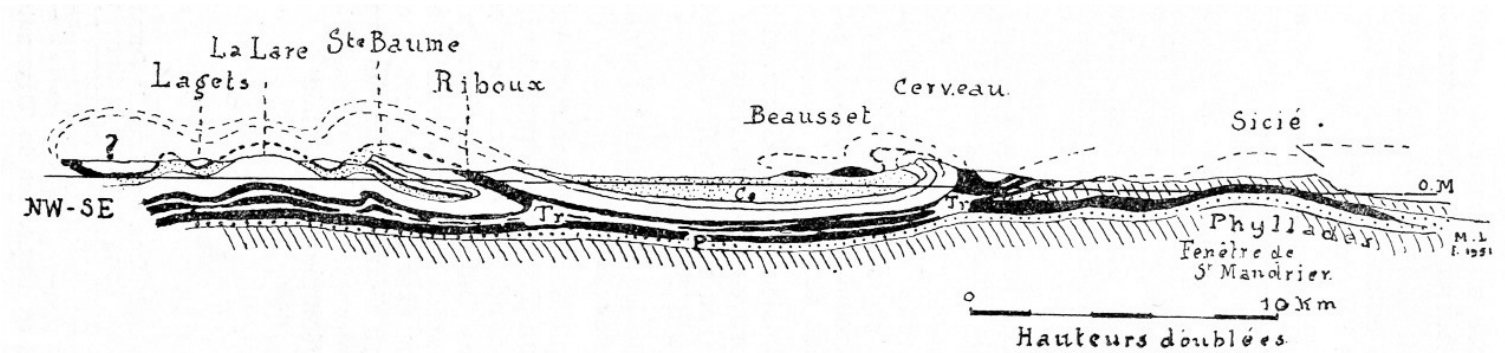


Fig. 34. Interprétation structurale de la Basse-Provence occidentale par Maurice Lugeon (1951). Cette coupe, dessinée à l'issue de l'excursion géologique en Provence de 1950, s'inspire largement des concepts de Marcel Bertrand et Philippe Zürcher. Noter le Paléozoïque de Sicié (hachures) interprété comme une écaille de socle décollée sur (et encapuchonnée dans) le Trias toulonnais (en noir sur la coupe) et le rétablissement du grand chevauchement de la Sainte-Baume. Comparer avec la figure 29.

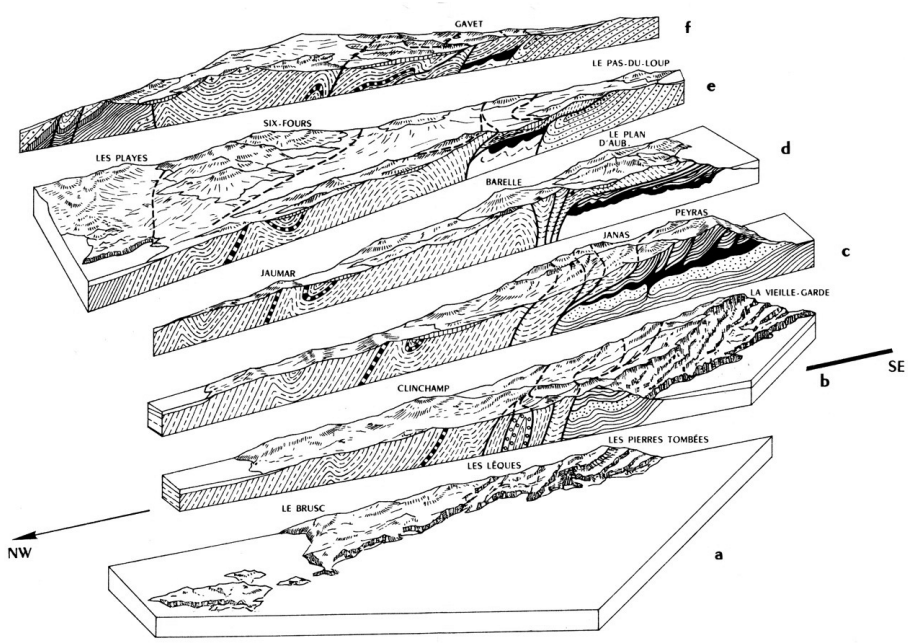


Fig. 35. Interprétation de la structure du massif paléozoïque de Sicié par Claude Gouvernet (1963). Il s'agit d'une alternative à la conception allochtoniste de Maurice Lugeon. Le massif de phyllades de Sicié (Clinchamp, Jaumar) est enraciné au Nord-Ouest dans le secteur des Playes, fortement écaillé dans sa partie frontale (Janas, Peyras,) et il chevauche localement vers le Sud-Est le Permien (couches en pointillés) de Saint-Mandrier (Le Pas-du-Loup).

Pour justifier l'écaillage ou le chevauchement vers le Sud des unités de phyllades, Gouvernet fit appel à un « *resserrement du socle paléozoïque de part et d'autre de la zone permienne de Toulon* ». C'est en fait, écrit-il, « *un véritable phénomène de contraction que j'invoque ici, contraction qui ne se produit, dans les terrains rigides, que par un écaillage, suivi d'un empilement de blocs écailleux* ».

Poursuivant ce raisonnement, Gouvernet envisagea un déplacement du bassin du Beausset vers le Sud, « *venant s'emboutir* » dans les massifs paléozoïques de la région toulonnaise, précocement ébauchés et allégés par l'érosion.

Le corollaire de cette interprétation conduisit Gouvernet « *à exclure l'hypothèse d'un décollement général de la couverture comme explication valable des plissements toulonnais* ». Pour lui, le Trias toulonnais est solidaire de son substratum et ce n'est que dans certains secteurs localisés que des terrains se seraient décollés (Trias du Télégraphe et du Beausset) et « *auraient cheminé passivement sur la lourde masse du bassin du Beausset* », s'enfonçant sous les ébauches plissées méridionales.

IV. Les oppositions au concept autochtoniste

Après cette évocation des débats sur l'interprétation des massifs hercyniens toulonnais, un retour en arrière s'impose pour montrer que l'opposition à la conception autochtoniste de Corroy et Denizot s'est aussi manifestée à cette époque au sujet de l'interprétation structurale de la Basse-Provence calcaire.

Dès le milieu des années 1930, les élèves d'Émile Haug entrèrent, en quelque sorte, en résistance, publiant peu sur la Provence, mais continuant de guider des excursions géologiques ou d'y travailler avec leurs élèves.

Léon Lutaud fut ainsi chargé du lever de la chaîne de la Nerthe pour la feuille géologique Martigues à 1/50 000 (publiée en 1963, sous la direction de Jean Goguel).

Dans une courte note publiée en 1935, il rappela qu'il avait mis en doute, dès 1924, l'existence de la « *grande nappe provençale* » de Marcel Bertrand et Émile Haug, mais indiqua cependant son désaccord avec Georges Corroy et Georges Denizot sur leur conception des grands plis couchés pour expliquer la structure de la Provence.

La correspondance adressée par Corroy à Charles Jacob relate quelques faits significatifs de cette situation. C'est Corroy qui, en 1935, écrivait à son soutien : « *ceci pour vous : Denizot a rencontré Lutaud en Sainte-Baume, qui dirigeait une excursion d'élèves, et qui s'est élevé avec une violence inouïe contre nos publications* ». La même année, Corroy se plaint que la Société géologique de France vient de lui refuser une note : « *Ce n'est pas le premier tour que ladite Société me joue* […] *la Société croit que je veux salir la mémoire de Haug* ». En 1936, c'est Lanquine qui demanda un rendez-vous à Corroy sur le terrain. Ce dernier accepta, tout en se tenant sur ses gardes, « *pour se rendre compte* », dit-il, « *des méthodes de travail de cette école dont les résultats sont si extravagants* ».

En 1948, ce fut au tour de l'Institut français du Pétrole de s'intéresser à la Provence calcaire et de remettre en cause (Y. Gubler *et al*., 1949) les résultats de Corroy. **Daniel Schneegans** (1907-1949), qui dirigea avec **Yvonne Gubler** (1904-2002) et **Jacques Guillemot** un stage d'élèves en Sainte-Baume, lui écrivit :

> « devant les preuves toutes concordantes que nous avons acquises durant notre séjour, nous sommes persuadés que le pourtour du massif de la Lare est enveloppé par une série normale charriée […] appartenant à celle du pli couché de la Sainte-Baume ».

Il lui proposa ensuite une collaboration en ajoutant (d'une manière un peu cinglante), « *vous n'êtes pas à l'âge où on ne peut plus se détacher de ses anciennes idées* ».

Comme on pouvait s'y attendre, Corroy ne changea rien à ses interprétations, et répondit à Schneegans en réaffirmant que « *si les nappes de la Provence ont disparu, ce n'est pas mon œuvre, je ne revendique rien, les excellents stratigraphes que furent Collot et Fournier avaient presque tout vu* ».

Comme pour clore ces oppositions, somme toute discrètes et dispersées, vint en 1957 la publication de **Léon Lutaud** sur la tectogenèse et l'évolution structurale de la Provence, dans laquelle il établit la succession des phases de plissement et d'érosion qui, depuis le Crétacé, jusqu'au Plio-Quaternaire, ont affecté la Provence.

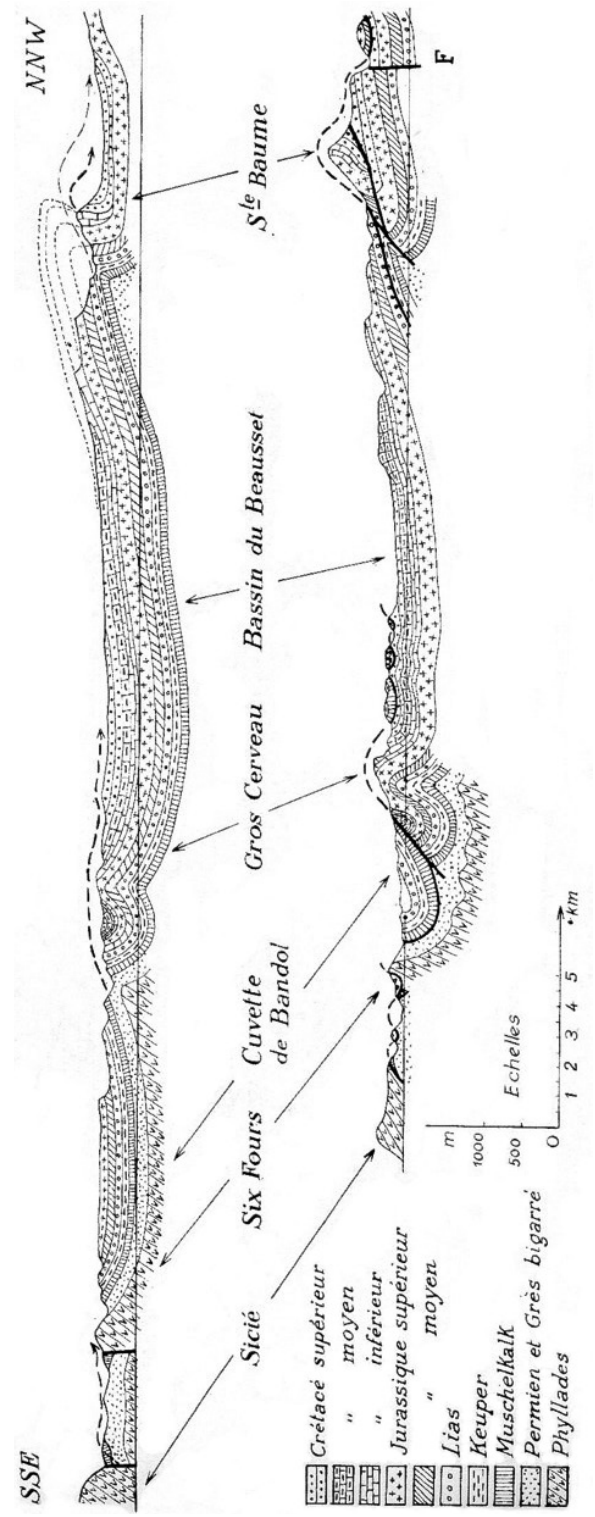


Fig. 36. Tectogenèse des chevauchements de Basse-Provence occidentale par Léon Lutaud (1957). En bas, état actuel ; en haut, après la phase tectonique de la fin du Crétacé et l'érosion éocène. La dénudation du Trias dans les axes anticlinaux va faciliter la formation des chevauchements lors de la phase de compression majeure à l'Éocène supérieur.

À l'instar de Denizot, il insista sur l'importance de la phase orogénique du Crétacé supérieur (Maastrichtien) qui est, pour lui, « *le point de départ fondamental de la structure tectonique de la Provence* ».

Dans la chaîne de l'Estaque, il fut le premier à identifier l'existence d'une « *phase tectonique post-oligocène et anté-burdigalienne* », suivie « *d'importantes érosions* […] *ayant précédé la transgression marine du Burdigalien inférieur* ». Il réaffirma l'existence des trois principaux chevauchements de la Provence (Sicié – Le Beausset – la Sainte-Baume), qu'il considéra comme des « *écailles charriées* », où domine le « *type* » de « *nappe du 2e genre parautochtone* » (fig. 36).

Cette note de Lutaud sur la Basse-Provence calcaire, que l'on pourrait mettre en parallèle avec celle de Maurice Lugeon sur les massifs hercyniens toulonnais servit, en quelque sorte, de tremplin aux études structurales des années 1960, qui aboutirent à l'effondrement de la vision autochtoniste de la Provence et à la réhabilitation éclatante des travaux de Marcel Bertrand.

Chapitre 5

Les recherches de la période moderne

Les années 1960 vont constituer pour la géologie de la Provence un tournant scientifique marqué par l'effondrement du concept autochtoniste qui constituait, jusqu'alors, un obstacle au développement des recherches structurales et aux reconstitutions paléogéographiques et géodynamiques.

Ce tournant historique s'accompagne, jusqu'au milieu des années 1980, de la création de nouveaux centres universitaires à Marseille, Nice, Toulon et Avignon, impliquant l'arrivée de nombreux chercheurs et l'apport de nouvelles spécialités.

Appuyées sur un canevas stratigraphique et structural cohérent, illustré par les cartes géologiques à 1/50 000 dont l'achèvement suit de très peu les synthèses structurales des années 1960, les recherches sur la Provence vont prendre un nouvel essor.

L'étude du socle et des séries volcaniques bénéficie des progrès des techniques pétrographiques et minéralogiques, de l'analyse microtectonique et de la géochronologie.

Les méthodes nouvelles de la sédimentologie, de la paléoécologie, de la biostratigraphie, auxquelles se sont adjointes, plus récemment, celles de la stratigraphie séquentielle, du paléomagnétisme, de la géochimie et de la modélisation, permettent un renouvellement des travaux sur les séries sédimentaires. Les reconstitutions des milieux de dépôts vont prendre le pas sur les descriptions stratigraphiques régionales, néanmoins nécessaires à l'aboutissement de ces nouveaux objectifs.

Les forages pétroliers ou de recherche d'eau de moyenne profondeur, le percement de galeries par le Canal de Provence et les explorations géophysiques, fournissent de nouvelles données à la connaissance de la structure de la Provence. Malheureusement, celle-ci fut laissée en dehors du programme ECORS de géologie profonde de la France.

La période récente est celle des synthèses géodynamiques et paléogéographiques de la Provence à la lumière de la théorie de la tectonique des plaques. C'est ainsi que les investigations sur le socle provençal vont avoir pour but de comprendre l'évolution de ce segment de la chaîne hercynienne et le déroulement des événements profonds (métamorphisme, plutonisation, plissement, volcanisme) qui s'y sont produits.

Les recherches sur les séries sédimentaires, quant à elles, auront pour but de replacer la Provence dans le cadre plus élargi de l'évolution géodynamique de la plate-forme ouest- européenne au Mésozoïque, de celle des chaînes pyrénéenne et alpine ainsi que de la Méditerranée nord-occidentale au Cénozoïque.

I. L'effondrement du concept autochtoniste

Au tout début des années 1960, l'afflux d'étudiants à la faculté des sciences de Marseille et aux certificats de géologie, entraîna une politique de recrutement de jeunes assistants enthousiastes auxquels furent confiés des sujets de diplômes d'études supérieures et de thèses de stratigraphie ou de tectonique. Une grande effervescence intellectuelle se produisit alors dans les laboratoires marseillais, propice à l'ouverture scientifique et à la critique.

Les idées du « *patron* » vont être discutées puis soumises sur le terrain à l'épreuve des faits. Plusieurs thèses de stratigraphie sont lancées et abordées avec les méthodes modernes de la biostratigraphie intégrée et de la sédimentologie (cette discipline développée à Marseille par Jean-Joseph Blanc) : **Jean-Paul Caron** sur le Trias, **Claude Tempier** sur le Jurassique, **Jean-Pierre Masse*** sur le Crétacé inférieur, **Jean Philip*** sur le Crétacé supérieur marin, **Jean-Pierre Durand** sur le Crétacé supérieur lacustre et l'Éocène, **Denise Nury** sur l'Oligocène. **Gérard Guieu*** (1934-1996) hérita du plus lourd fardeau, celui de la révision des chaînons du cadre montagneux de Marseille, sous la direction de Georges Corroy et de Claude Gouvernet, tous deux autochtonistes.

Les travaux de cartographie pour la révision ou l'établissement des feuilles à 1/50 000 de la Provence vont amener une moisson de données nouvelles. Devant l'ampleur de la tâche, le Service de la Carte géologique de France, dirigé par Jean Goguel, affecta à Marseille un ingénieur cartographe, **Jacques Rouire*** (1920-2009) pour assurer la coordination des contours des diverses feuilles, placé d'abord sous la direction de Claude Gouvernet puis, au décès de ce dernier, sous celle de Gérard Guieu, à l'université de Provence. Ce travail se poursuivit pendant près d'une trentaine d'années et Jacques Rouire compta à son actif la coordination de 28 cartes géologiques de la Provence à différentes échelles.

Les années 1960 vont se révéler fécondes. Les recherches sur la Provence vont en effet brusquement s'accélérer et conduire à l'effondrement rapide de la conception autochtoniste de Denizot et Corroy, sans toutefois aboutir entièrement aux vues nappistes de Marcel Bertrand et d'Émile Haug.

C'est d'abord **Jean Aubouin*** (université de Paris) et **Guy Mennessier*** (1928-1985), futur professeur à l'université d'Amiens qui, en 1962, à l'occasion de la publication du livre à la mémoire de Paul Fallot, exprimèrent leurs idées sur la structure de la Basse-Provence et sur sa tectogenèse, substituant à la théorie des nappes le concept d'écailles de couverture cher à Léon Lutaud, dont Jean Aubouin est l'élève.

Les chevauchements provençaux résultent essentiellement, selon eux, d'un décollement de la couverture sur les niveaux disharmoniques du Trias. Les bandes triasiques ne sont pas charriées, comme le pensaient Marcel Bertrand et Émile Haug, mais sont enracinées sur des accidents de socle (« *tectonique de voussoir* » de Mennessier, 1959).

Guy Mennessier, élève d'Albert-F. de Lapparent, avait, dans sa thèse (1959a), opposé au style provençal classique un style *dracénois,* caractérisé par « *un morcellement en mosaïque des séries plissées* […] *et un déplacement relatif de la couverture par rapport au socle, de faible amplitude* ».

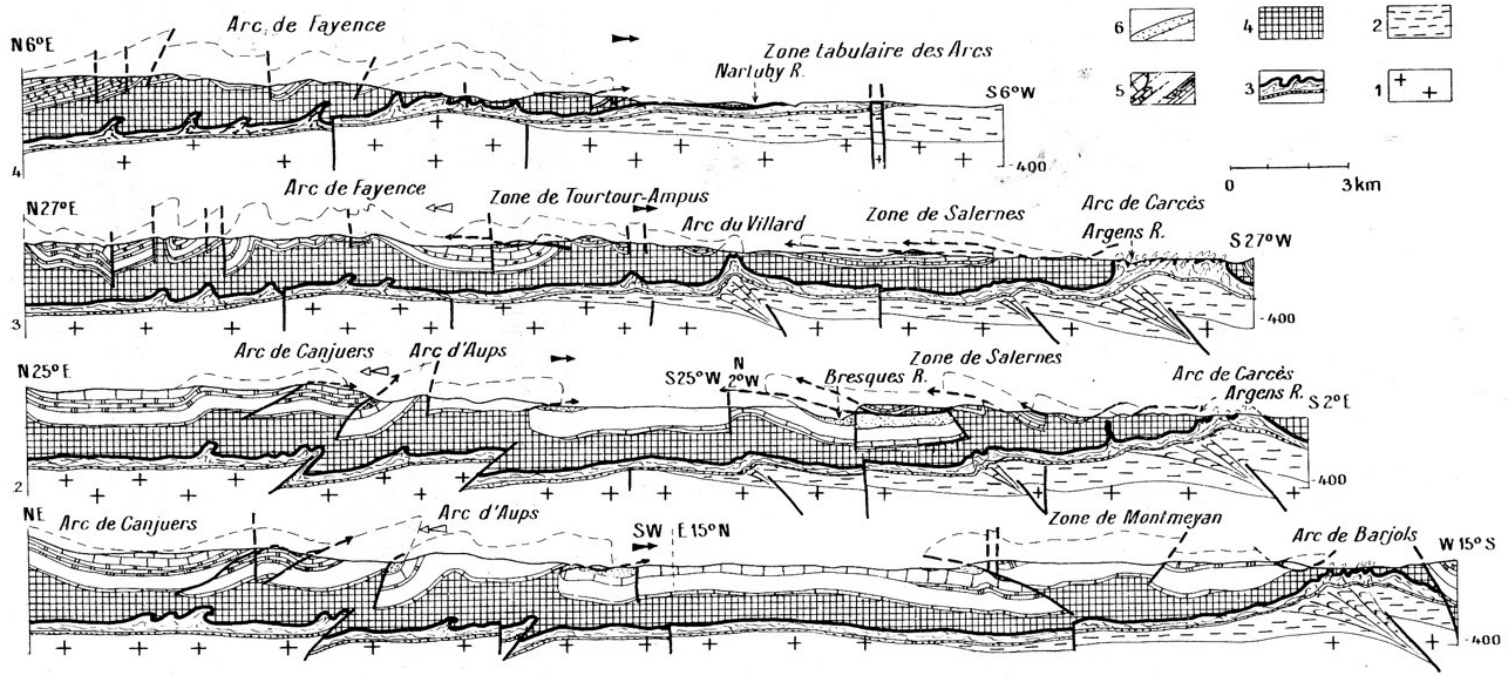


Fig. 37. Coupes sériées dans la Basse-Provence orientale aux confins alpino-provençaux par Guy Mennessier (1959). 1 : socle ; 2 : Permien ; 3 : Grès bigarré et Muschelkalk ; 4 : Keuper ; 5 : Jurassique ; 6 : Danien-Éocène inférieur. Les flèches blanches et noires indiquent respectivement l'avancée maximale des plis majeurs provençaux et alpins. Noter les déformations isoclinales du Muschelkalk et l'importance relative de l'épaisseur du Keuper, sur lequel est décollée la couverture jurassique et dano-éocène, relativement mince. Les zones de chevauchements se situent à l'aplomb d'accidents affectant le socle et son tégument permien : « tectonique de voussoir ». Comparer avec la figure 31.

Les différences de style structural, entre les régions occidentale et orientale de la Basse-Provence résultent, d'après Mennessier, d'une différence d'épaisseur de la série sédimentaire (au-dessus du Trias) sur laquelle s'est exercée la tectonique tangentielle à l'Éocène supérieur.

En Basse-Provence orientale, cette couverture est mince et recouvre un Keuper très épais ; les unités structurales chevauchantes sont de petite dimension et « *de continuité axiale plus faible que celle de la Basse-Provence occidentale et d'une complexité de détail beaucoup plus grande* » (fig. 37).

Reprenant les idées de Léon Lutaud, Aubouin et Mennessier soulignèrent que la structure complexe de la Basse-Provence, dans son ensemble, est le résultat d'une tectonique polyphasée (importance de la phase fini-crétacée, rejeu des accidents profonds du socle, reprise de certains plis provençaux par la deuxième phase alpine) et d'une évolution morpho-tectonique, où le couple érosion-plissement a joué un rôle important dans la genèse des chevauchements « *épiglyptiques* ».

En Basse-Provence occidentale, toutefois, certaines questions restaient en suspens. Héritiers de l'école allochtoniste, dans la lignée de Haug et de Lutaud, Jean Aubouin et ses élèves s'attaquèrent alors à trois problèmes-clés encore controversés : le massif d'Allauch, le versant septentrional du massif de la Sainte-Baume et les collines de Pichauris-Peypin-Auriol.

Ils démontrèrent l'allochtonie des structures que Corroy, Denizot et Gouvernet avaient enracinées et rétablirent le concept fécond des tectoniques superposées que Marcel Bertrand avait créé et que Léon Lutaud (1957) avait développé.

Jean Aubouin et **Jean Chorowicz** proposèrent enfin (1967), comme substitution à la grande nappe de recouvrement de Marcel Bertrand, le concept de « *chevauchement sud-provençal* » (fig. 38).

Par ailleurs, **François Douvillé** et **Reynold Barbier** (1913-2001), ce dernier professeur de géologie appliquée à l'université de Grenoble, publièrent (1963) les résultats des sondages de reconnaissance effectués dans la partie orientale du massif de la Sainte-Baume pour le percement des galeries du Canal de Provence : la série normale de la chaîne, décollée sur le Trias, chevauche vers le Nord le Crétacé supérieur du plateau de Mazaugues, sur une flèche de 2,5 km ; le plan de chevauchement est subhorizontal.

Dans la région toulonnaise, une étude microstructurale effectuée en 1963 par **Maurice Mattauer** et **François Proust** de l'université de Montpellier, conduisit « *à apporter un argument nouveau en faveur de la nappe du cap Sicié, et des précisions sur la direction de déplacement de cette nappe qui est ici SW-NE et non S-N comme on le pensait* ». Les auteurs attirèrent également l'attention sur le rôle qu'a pu jouer cette nappe de socle dans la mise en place de l'ensemble des structures provençales.

Rejoignant paradoxalement les idées émises par Gouvernet, Mattauer et Proust soulignèrent que l'important écaillage du Paléozoïque dans la région de Toulon ne s'accorde pas avec l'explication générale, alors admise par Lutaud et Aubouin (à la suite d'Albert-F. de Lapparent), de l'écoulement par gravité de la couverture provençale, décollée sur le Trias, et privilégièrent une forte compression du socle lors de la phase tangentielle, entraînant le décollement forcé de la couverture.

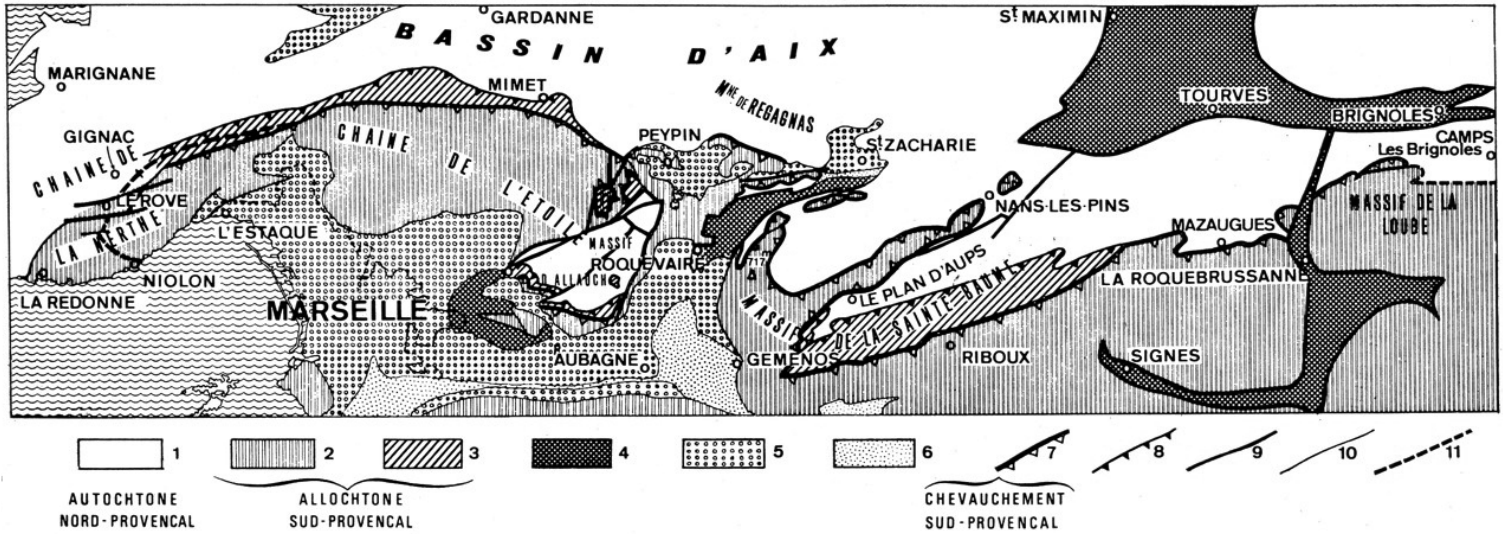


Fig. 38. Le chevauchement sud-provençal par Jean Aubouin et Jean Chorowicz (1967). 1 : autochtone « nord-provençal » ; 2-3 : allochtone « sud-provençal » (2 : série normale ; 3 : séries entraînées) ; 4 : Trias ; 5 : Oligocène ; 6 : Quaternaire ; 7 : chevauchement sud-provençal ; 8 : chevauchement des séries entraînées ; 9 : autres contacts tectoniques ; 10 : contacts stratigraphiques. Les enracinements axiaux du chevauchement sont la Nerthe à l'Ouest, la Loube à l'Est : la limite Jurassique-Crétacé dans ces deux secteurs est indiquée en pointillés (11). L'interruption de la continuité du chevauchement dans la région de Roquevaire est due à des mouvements post-nappes : soulèvement du massif d'Allauch, formation du Bassin de Marseille à l'Oligocène. Noter l'obliquité de la direction des bandes triasiques de l'Huveaune et de la Roquebrussanne par rapport à celle du chevauchement sud-provençal.

Pendant ce temps, les jeunes collaborateurs de Georges Corroy et Claude Gouvernet ne restèrent pas inactifs, tout en prenant de plus en plus de distance avec le concept autochtoniste de leurs « *patrons* ».

Jean-Pierre Durand et Claude Tempier s'attaquèrent au problème de la Sainte-Victoire et publièrent en 1964, avec Corroy en premier auteur, une remarquable reconstitution structurale de ce massif emblématique de la Provence, établissant le chevauchement local vers le Sud de la haute chaîne sur le Bassin de l'Arc (cf. p. 209 et fig. 84, p. 210).

Gérard Guieu, après quelques hésitations, se rangea à l'interprétation allochtoniste des collines de Pichauris. Jean-Paul Caron, Gérard Guieu et Claude Tempier présentèrent à Paris (1966a), devant un aréopage de tectoniciens conquis, les résultats de leurs travaux dans les massifs de la Sainte-Baume (Fig. 39), de l'Étoile et de Carpiagne, qui avaient révélé l'existence dans les unités chevauchantes, de troncatures basales et sommitales, comparables à celles que François Ellenberger avait décrites dans la région de Saint-Chinian (Sud de la Montagne noire). Ces trois auteurs démontrèrent dans la foulée (1966b) la parautochtonie des unités de la Grande Baume et du Pin de Simon, dans le massif de la Sainte-Baume, que Corroy avait enracinées.

L'ensemble de ces travaux fit l'objet d'une présentation sur le terrain lors d'une excursion des géologues du Sud-Est (1967), précédée d'une **Réunion spécialisée sur la Provence de la Société géologique de France à Marseille**.

Dans sa thèse (1968), Guieu décrivit minutieusement, avec coupes précises à l'appui, le chevauchement de la Nerthe méridionale, celui de l'Étoile et de l'Olympe-Aurélien sur le Bassin de l'Arc et, enfin, l'unité jurassique allochtone de Roqueforcade-Nans dans le massif de la Sainte-Baume (Fig. 39), que Corroy avait enracinée. À quelques détails près, il se rangea aux conceptions de Jean Aubouin et Jean Chorowicz concernant l'interprétation du massif d'Allauch et des collines d'Auriol.

Entre temps, **Lucien Barbaroux** avait soutenu (1964), contre les idées de Corroy qui lui en avait confié la révision, l'allochtonie des collines de Nans-les-Pins, interprétation confirmée par **Cécile Cornet** en 1965(b).

Fut aussi démontré (Jean Philip, 1965), l'écaillage du Crétacé supérieur de la série renversée de la haute chaîne de la Sainte-Baume, sur le Fuvélien du Plateau du Plan d'Aups, alors que la flèche du recouvrement de la série renversée sur l'autochtone d'âge crétacé supérieur fut évaluée par Guieu (1972) entre 2, 5 et 3 km dans la partie est de la haute chaîne. Ainsi, une dizaine d'années suffirent pour que la conception autochtoniste de Georges Corroy s'effondre sous les arguments conjugués de ses propres élèves et des tectoniciens parisiens. En 1970, un petit forage réalisé par le BRGM, à la demande de Gérard Guieu, dans le cœur de l'unité de Roqueforcade démontra définitivement (s'il en était encore besoin) l'allochtonie de cette dernière.

L'interprétation structurale de la Provence revenait ainsi, pour l'essentiel, aux vues de Marcel Bertrand. Pour l'essentiel, cependant, car aussi bien Jean Aubouin et Jean Chorowicz, que Cécile Cornet, Gérard Guieu (et pour le compte, sur ce point, Georges Corroy), s'accordèrent pour interpréter comme autochtone (relativement aux structures qui l'entourent) la bande triasique de l'Huveaune, que Marcel Bertrand et Émile Haug tenaient pour charriée et formant la base de la partie septentrionale de la grande nappe de Basse-Provence.

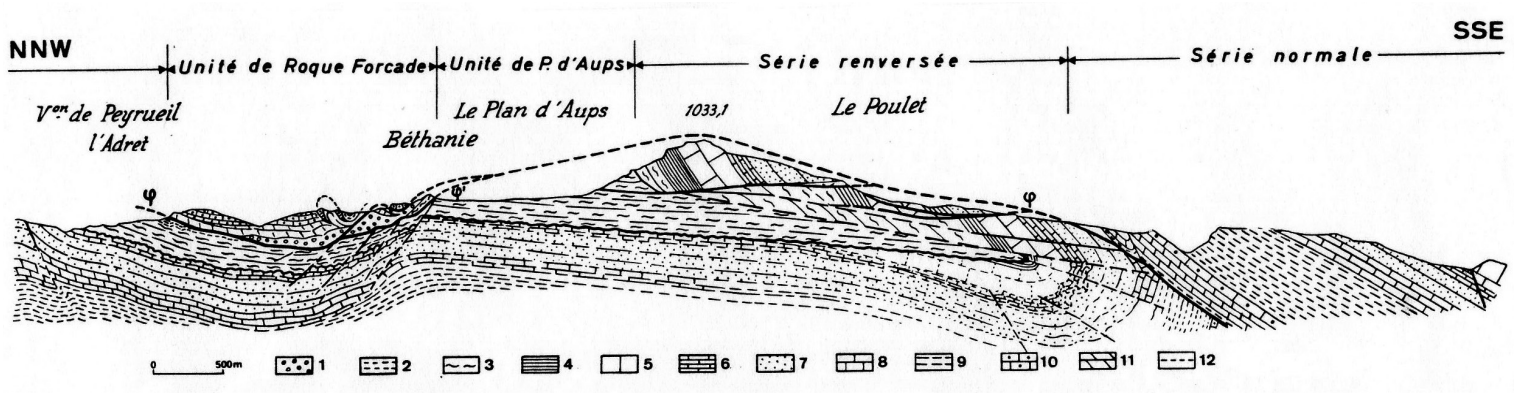


Fig. 39. Le massif de la Sainte-Baume par J.-P. Caron, G. Guieu et C. Tempier (1967). 1 : Bégudo-Rognacien ; 2 : Valdo-Fuvélien ; 3 : Coniacien-Santonien ; 4 : Aptien-Albien ; 5 : Barrémien (Urgonien) ; 6 : Valanginien-Hauterivien ; 7 : Tithonien ; 8 : Kimméridgien ; 9 : Dogger ; 10 : Lias moyen-supérieur ; 11 : Hettangien ; 12 : Rhétien. Noter les troncatures qui affectent la série renversée, et l'unité charriée de Roqueforcade conservée dans un repli synforme de l'autochtone. Comparer avec les figures 8 et 13.

Les années 1970 scellèrent donc l'accord des deux écoles parisienne et marseillaise sur l'existence en Basse-Provence occidentale de deux chevauchements de couverture majeurs, le chevauchement sud-provençal, terme défini par Jean Aubouin, et le chevauchement nord-toulonnais auquel Marcel Bertrand avait, dès 1887, conféré ses lettres de noblesse. La voie était désormais libre pour engager les recherches géologiques sur la Provence sur des thématiques nouvelles.

II. La Provence hercynienne

A. Le socle cristallin et cristallophyllien

Au cours de la période moderne, les études analytiques du socle provençal (fig. 40) vont être menées suivant trois directions de recherche : pétrographique par les laboratoires des universités d'Aix-Marseille 3 et de Nice, microtectonique sous l'impulsion des structuralistes des universités de Montpellier, puis d'Aix-Marseille 3, et enfin géochronologique par les centres spécialisés de Nancy et de Paris.

1. Pétrographie et tectonique

Dans le cours des années 1960, les recherches pétrographiques se poursuivirent sous l'action de Simone Gueirard et de ses élèves : **Marc Boucarut*** (1938-2010) sur la partie occidentale du massif du Tanneron (1963), **Régis Serment** et **Jean-Marie Triat** sur le granite du Plan-de-la-Tour (1967). En 1968, fut soutenue à Grenoble (sous la direction de Simone Gueirard et Pierre Vialon) la thèse de 3e cycle de **Jean Orsini** sur le Tanneron occidental.

À partir de 1972, **Jean-Pierre Pupin** et **Guy Turco**, de l'université de Nice, utilisèrent la typologie du zircon comme géothermomètre des conditions de cristallisation des roches plutoniques du socle provençal.

La première application des méthodes de la microtectonique aux problèmes structuraux du massif des Maures fut l'œuvre de l'école montpelliéraine.

En 1966, parut ainsi, sous la signature de **François Arthaud** et **Philippe Matte**, une étude tectonique des Maures dans laquelle ces deux auteurs montrèrent que trois phases de plissement principales ont été à l'origine des structures hercyniennes de ce massif.

Les deux premières, de loin les plus importantes, ont donné la direction Nord-Sud des grandes structures et ont été accompagnées d'un métamorphisme général des séries. Des déformations tardives (3e phase), peut-être antérieures au Stéphanien, mais pouvant aussi correspondre à la tectonique pyrénéo-provençale, ont replissé l'ensemble, perpendiculairement aux deux premières.

Ces auteurs rejoignirent les conclusions d'**André Demay** sur l'existence d'une tectonique tangentielle intense mais, contrairement à celui-ci, privilégièrent un déversement des mégastructures d'Est en Ouest.

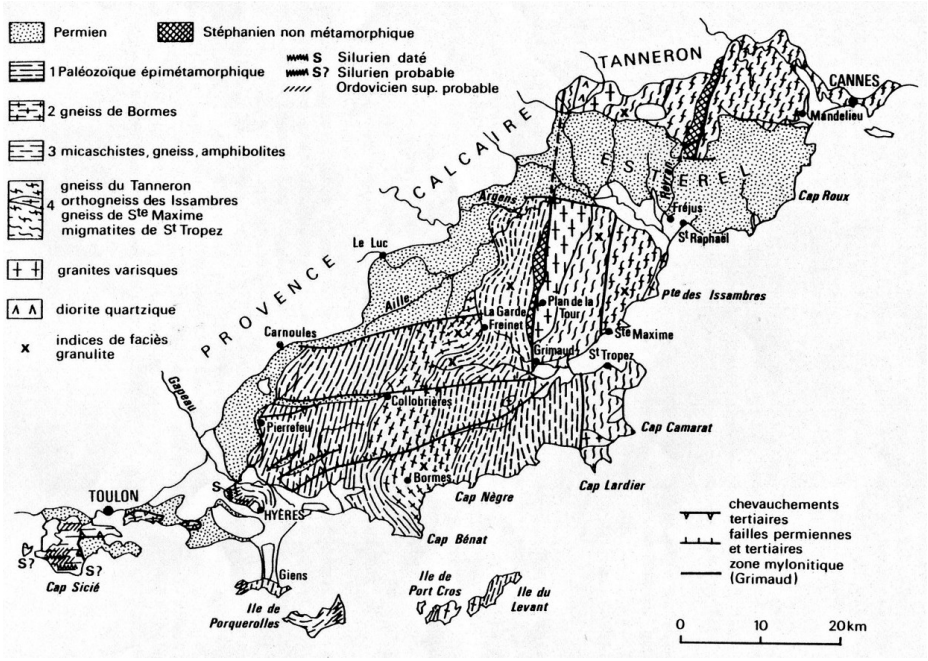


Fig. 40. Carte géologique des massifs des Maures, de l'Estérel et du Tanneron par Claude Tempier (1984).

Jean Orsini aboutit (1968) à des conclusions structurales presque analogues pour le massif du Tanneron, retrouvant dans ce massif deux phases tectoniques principales, la première « *de type tangentiel, donnant des plis isoclinaux synschisteux, probablement déversés à l'ouest* », la deuxième conduisant à des « *plis plus ouverts, dissymétriques, à plan axial proche de la verticale* ».

Les analyses microtectoniques effectuées quelques années plus tard (1971) par **Georges Bronner** et ses collègues de l'université d'Aix-Marseille 3, dans l'île de Porquerolles conduisirent à confirmer l'existence de trois phases tectoniques dans les formations épimétamorphiques de ce secteur et à y décrire un vaste pli synclinal kilométrique « *matérialisé en plan par la forme même de l'île* […] *et élément tectonique majeur dans la structure du massif des Maures* ».

En réaction à ces études de microtectonique, une autre interprétation structurale du massif des Maures, mais d'inspiration stratigraphique, fut toutefois fournie (1978) par **Monique Seyler** et **Marc Boucarut** (université de Nice). Pour ces auteurs, il est possible d'établir des corrélations lithostratigraphiques des différents termes de la série métamorphique des Maures le long d'une transversale Est-Ouest. Ils conclurent, de plus, à l'existence d'un paléorelief au niveau des gneiss de Bormes et à la manifestation d'une phase tectonique calédonienne responsable de discordances et d'épanchements volcaniques.

Il fallut attendre 1985 pour qu'une interprétation novatrice de « *l'accident majeur de Grimaud-Ramatuelle* » soit fournie par **Alain Vauchez** et **Maurice Bufalo**, de

l'université d'Aix-Marseille 3. Grâce à une analyse détaillée de la déformation dans les gneiss, ces auteurs montrèrent que cette faille, dont le rôle important avait été auparavant souligné, « *se surimpose à une zone de décrochement ductile sénestre sub-méridienne antérieure* ». Il s'agit, selon eux, d'un décrochement profond, constituant une limite majeure entre deux domaines structuraux bien distincts : les Maures occidentales, caractérisées par un chevauchement ductile vers l'Ouest, les Maures orientales, charriées vers le NNE.

2. Géochronologie

Les premiers âges géochronologiques « *plomb total* » sur zircons, s'étaient révélés peu concluants et en désaccord avec les données de terrain. Les datations des unités cristallines et cristallophylliennes des Maures et du Tanneron par la méthode de mesure isotopique du Rubidium/Strontium (^{87}Ru/^{87}Sr) et par celle du couple Potassium/Argon (^{40}K/^{40}Ar) vont se révéler plus précises.

Ces travaux vont être menés de manière indépendante par deux équipes : celle formée par **Henri Maluski** (Montpellier) et **Claude Allègre** (Paris) d'une part, et celle de **Marcel Roubault** (1905-1974) et ses collaborateurs de Nancy, d'autre part.

Les datations sur roches totales effectuées sur les ***gneiss de Bormes*** (Maluski & Allègre 1970) ont fourni des âges de 480 Ma pour les paragneiss et de 420 Ma pour les orthogneiss, indiquant une granitisation calédonienne et l'existence d'anciens sédiments ordoviciens transformés par le métamorphisme en paragneiss.

Les précisions introduites par études isotopiques sur minéraux (micas) des gneiss de Bormes permirent à Maluski (1971) de mettre en évidence quatre événements chronologiques : une intrusion granitique précambrienne à 560 Ma ; une sédimentation ordovicienne (460 Ma), approchant les données sur roche totale ; une tectonique et un métamorphisme (gneiss) hercyniens autour de 270 Ma (Permien moyen) ; et, enfin, un événement tectonique pyrénéen-alpin dans une fourchette comprise entre 57 et 30 Ma.

Roubault *et al*. (1970a) obtinrent, cependant, des dates plus anciennes pour l'âge du métamorphisme des gneiss du Tanneron (Dévonien moyen : 387 Ma ± 25 Ma) et des Maures orientales (Mississipien supérieur, autour de 325 Ma).

Henri Maluski et **Simone Gueirard** déterminèrent (1978) un âge de 580 Ma pour le granite à cordiérite de Barral, situé au sein des gneiss de Bormes, attestant ainsi l'existence d'un noyau précambrien dans le massif des Maures, ce que confirmèrent les études récentes (2003), de **Christophe Innocent** de l'université d'Aix-Marseille 3 et ses collègues, sur les leptynites des Maures centrales, dont l'âge de mise en place du protolithe serait de 548 Ma (limite Précambrien-Cambrien).

Pour ce qui concerne les ***roches plutoniques***, Roubault *et al*. (1970a) publièrent des âges autour de 325 Ma ± 10 Ma, pour la mise en place des granites tardi-tectoniques du Rouet, du Plan-de-La-Tour et de l'Hermitan et de 285 Ma ± 5 Ma (Permien inférieur) pour le granite de Camarat.

Terminons ce tour d'horizon de la chronologie des terrains du socle provençal, en rappelant, qu'à la suite de nouvelles découvertes de graptolites dans les schistes

épimétamorphiques du Fenouillet, Simone Gueirard et ses collègues purent affiner (1970) la chronostratigraphie de Schoeller et déterminer un âge llandovérien supérieur à tarannonien inférieur pour le dépôt de ces schistes.

3. Le complexe leptyno- amphibolique des Maures centrales

Une autre voie de recherche majeure de la période moderne va consister à interpréter la géologie du socle provençal à la lumière de la théorie de la tectonique des plaques et les travaux dans cette direction vont prendre pour objectif le « *complexe leptyno-amphibolitique* » (CLA) des Maures centrales, supposé être un témoin des manifestations magmatiques du segment hercynien des Maures. Mais de quel type ?

À partir de 1978, et pendant une vingtaine d'années, ce complexe va faire l'objet de nombreux travaux et d'interprétations géodynamiques parfois divergentes. Son origine volcanique a été établie, successivement par **Christiane Caruba** et **Guy Turco** de l'université de Nice d'une part (1978), et par **Monique Seyler** et **Marc Boucarut** (alors à l'université de Bordeaux 3), d'autre part (1979). Ces derniers indiquèrent que les amphibolites et les leptynites sont les vestiges d'un volcanisme acide et basique (basaltes transitionnels, rhyolites alcalines) de type *rift continental*.

En 1981, **Jean-Pierre Bard** (université de Montpellier) et Christiane Caruba proposèrent un modèle géodynamique du massif des Maures où les reliques de métaéclogites et les serpentinites présentes au sein du CLA, seraient les marqueurs d'une *paléosuture varisque* affectant une croûte amincie lors d'un épisode de riftogenèse au Dévonien moyen (fig. 41). Le métamorphisme éclogitique marquerait les premiers stades de la *subduction et du métamorphisme Haute Pression* de cette croûte.

Mais Monique Seyler et **Gilbert Crevola** (Bordeaux), confirmant (1982) leurs études antérieures, interprétèrent les amphibolites comme le témoin d'un volcanisme bimodal associé à un *rifting continental* d'ampleur limitée. Pour ces auteurs, il n'existerait pas de trace de paléosuture océanique et l'ensemble occidental mésozonal des Maures serait simplement superposé à l'ensemble oriental gneissique et migmatitique, la limite entre les deux ensembles pouvant « *revêtir le caractère d'une limite socle-couverture* ».

Reprenant, en 1997, l'analyse pétrologique et minéralogique des serpentinites associées au CLA, **Christine Laverne**, **Georges Bronner** et **Jean-Philippe Bellot** (université d'Aix-Marseille 3), proposèrent que ces roches ne soient pas d'origine mantellique, mais les témoins de cumulats ultrabasiques formés dans une « *zone avant-arc en contexte de subduction* », faisant suite à la distension cambro-ordovicienne, « *la présence de témoins d'arc conduit à attribuer une grande partie des Maures à la partie interne de la chaîne varisque* ».

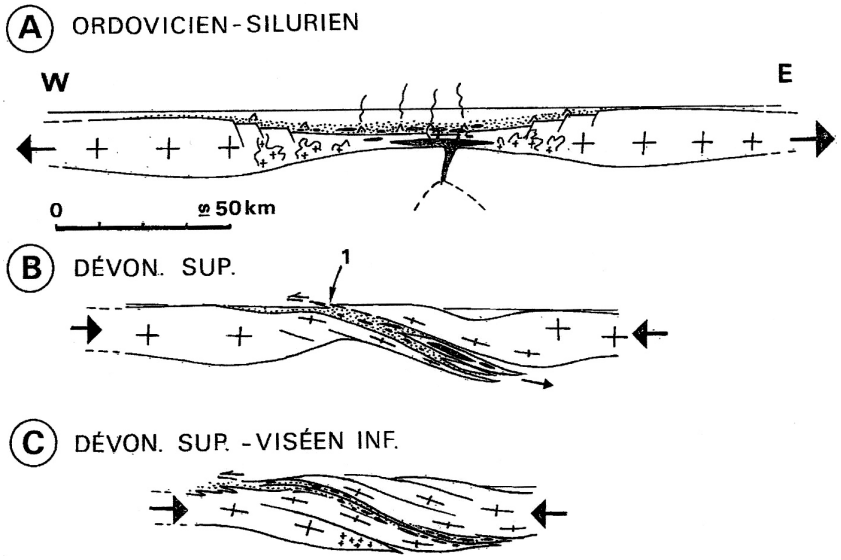


Fig. 41. Modèle géodynamique du massif des Maures (d'après Jean-Pierre Bard et Christiane Caruba, 1981). Une riftogenèse accompagnée d'un amincissement crustal avec volcanisme bimodal et intrusions ultramafiques (Ordovicien-Silurien) est suivie au Dévonien supérieur par une fermeture du domaine crustal aminci avec métamorphisme de HP et remontée des séries éclogitiques. Au Dévonien supérieur-Viséen inférieur, collision, suturation et serrage accompagné d'un métamorphisme barrowien ou intermédiaire de BP.

En 1998, l'étude minéralogique et chimique d'une péridotite à grenat-spinelle découverte au sein du CLA à La Croix-Valmer a conduit **Jacky Bouloton** et ses collègues de l'université de Clermont-Ferrand, à conclure que cette roche n'est pas une tectonite mantellique mais une roche magmatique cristallisée à basse pression et entraînée ultérieurement à « *une profondeur au moins égale à 60 km* ».

Les gabbros voisins de cette péridotite présentent une affinité océanique très marquée ce qui suggère « *une mise en place dans un contexte tectonique fortement distensif ayant probablement abouti à la rupture de la lithosphère continentale* ».

L'enfouissement à grande profondeur de la péridotite est vraisemblablement à rapporter à l'épisode HP/HT éo-hercynien « *connu dans toute la zone interne des Variscides et interprétable en termes de subduction d'anciennes marges passives* ». Selon ces auteurs, ces observations accréditent le modèle de Bard et Caruba attribuant à la zone du CLA valeur de « *paléosuture varisque* ».

4. L'exhumation tardi-hercynienne

Une réunion spécialisée du BRGM et de la Société géologique de France sur la géologie du massif des Maures se tint les 28, 29 et 30 mai 1998 à Plan-de-la-Tour (Var) et tira le bilan de ces trente années de recherches. Les études qui suivirent cette réunion se focalisèrent alors sur l'histoire tardi-hercynienne du socle provençal.

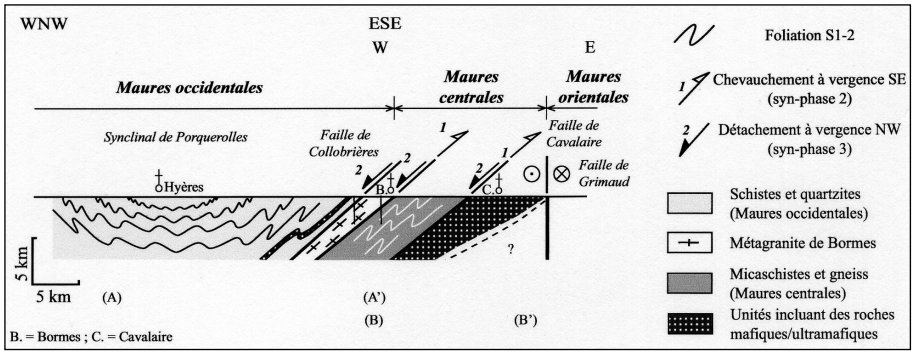


Fig. 42. Coupe structurale simplifiée des Maures occidentales et centrales (d'après Jean-Philippe Bellot et al., 2002).

Ainsi, **Anne-Claire Morillon** (université de Nice) et ses collègues entreprirent (2000) une analyse du couple isotopique $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur les roches métamorphiques de part et d'autre de l'accident majeur de Grimaud, en vue de reconstituer l'histoire du refroidissement (exhumation) de ces deux blocs crustaux. Les données obtenues indiquent des histoires de refroidissement distinctes de part et d'autre de cet accident, qui se confirme ainsi comme une *faille crustale majeure* au cours de l'orogenèse varisque. Deux périodes de refroidissement rapide de la croûte sont apparues, l'une autour de 320 Ma à l'Ouest de l'accident et l'autre entre 305-300 Ma à l'Est.

De leur côté, **Jean-Philippe Bellot** (BRGM) *et al.* effectuèrent (2002) une analyse microstructurale détaillée des Maures occidentales et centrales (fig. 42) qui les conduisit à indiquer l'existence de deux chevauchements majeurs vers le Sud-Est, localisés à la base des grandes unités lithotectoniques : les chevauchements du Cap Nègre et de Cavalaire. Un âge viséen moyen à supérieur a été proposé pour cette tectonique compressive qui pourrait témoigner de la mise en place de « *nappes synchrones de l'exhumation* » du massif des Maures. Les failles de chevauchement seraient reprises en failles normales (détachement) vers le Nord-Ouest lors de l'extension tardi-orogénique, en relation avec la relaxation thermique de la croûte.

Quant à **Jérôme Onézime** (université d'Orléans) et ses collègues, ils proposèrent (2009) que « l*es granites de Plan-de-la-Tour et du Rouet forment un seul pluton zoné, qui s'est mis en place dans un contexte de pull-apart dextre, contrôlé par l'accident de Grimaud* » (fig. 43). Vers 290 Ma, à la fin du remplissage sédimentaire des bassins houillers, le jeu décrochant dextre de la faille de Grimaud évolue, selon eux, en régime transpressif affectant l'ensemble pluton-bassin. Le pluton est ultérieurement scindé en deux au cours de l'épisode extensif Nord-Sud de la fin du Permien.

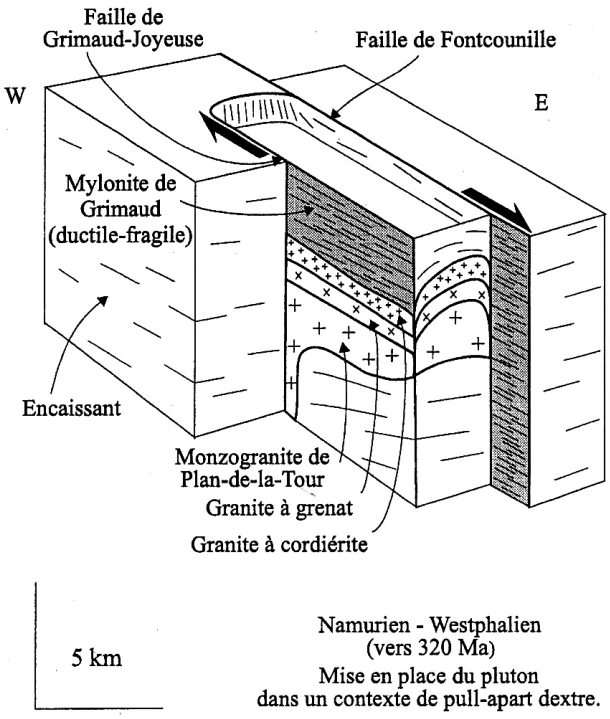


Fig. 43. Modèle de mise en place dans un pull-apart dextre du complexe granitique Rouet-Plan-de-la-Tour (d'après Jérôme Onézime et al., 1999).

5. Déroulement des événements géodynamiques

En conclusion des recherches de la période moderne sur le socle provençal, quelle idée d'ensemble peut-on se faire de l'évolution métamorphique et structurale de l'ensemble Maures-Tanneron ? Quelle est la place et la signification structurale de ce domaine dans le cadre plus élargi du segment sud-européen de la chaîne varisque ?

À ces questions, **Yann Rolland**, **Michel Corsini,** de l'université de Nice et **Antoine Demoux** (université de Mayence, Allemagne) ont tenté (2009) d'apporter une réponse (fig. 44).

Le premier événement (440-410 Ma) enregistré dans le socle provençal est une hypothétique *subduction océanique*, génératrice d'un métamorphisme de Haute Pression et d'intrusions de granodiorites.

Entre 350 et 330 Ma, se produit le *sous-charriage* d'un ensemble continental sous une marge active, accompagné d'un métamorphisme de Moyenne Pression et de Moyenne Température et un fort épaississement de la croûte par écaillage (empilement de nappes syn-métamorphes à vergence ouest).

La troisième étape (320-300 Ma), est celle d'une *exhumation des blocs crustaux*, en relation avec le jeu des *grands accidents* décrochants (faille de Grimaud dans les Maures, de Joyeuse et de La Moure dans le Tanneron). La composante verticale de

ces accidents a permis l'exhumation de la croûte inférieure migmatisée qui caractérise les Maures orientales. La surrection (*doming*) des blocs n'est pas homogène ; elle se déroule dans un contexte de régime transpressif provoquant la formation de plis droits. Les grandes failles crustales ont également permis des transferts verticaux de chaleur et de magma (granites tardi-tectoniques).

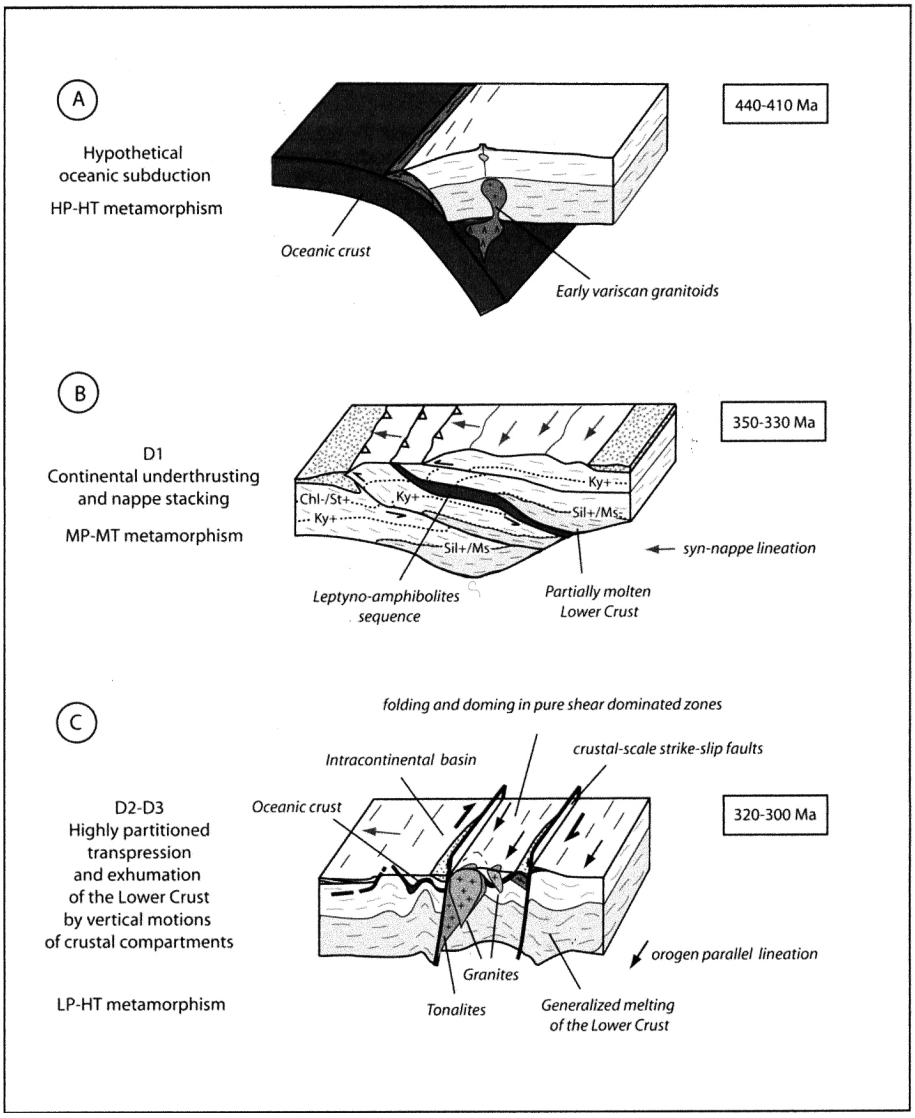


Fig. 44. Modèle géodynamique de l'évolution du massif des Maures-Tanneron (d'après Michel Corsini et Yann Rolland, 2009). Comparer avec la fig. 41.

Le massif des Maures-Tanneron se situe dans la branche sud-orientale de la zone de collision entre le bloc gondwanien et le mégacontinent de la Laurussia (fig. 45).

Après plusieurs auteurs, Corsini et Rolland ont souligné (2009) les similitudes existant entre la structure de la croûte du massif des Maures-Tanneron et celle de la Sardaigne, replacée dans sa position anté-dérive.

Des corrélations peuvent aussi être établies avec le socle corse et les massifs cristallins externes des Alpes. Il apparaîtrait ainsi que la marge sud-est de la chaîne varisque ait été caractérisée par une zone de cisaillement crustal, transpressif, à composante décrochante dextre : la *Zone cisaillante Est varisque (EVSZ)*.

Cette zone de partitionnement, d'échelle lithosphérique, remarquablement exprimée dans l'ensemble Maures-Tanneron, sépare un domaine de métamorphisme de haut grade à l'Est, d'unités à métamorphisme de bas grade à l'Ouest.

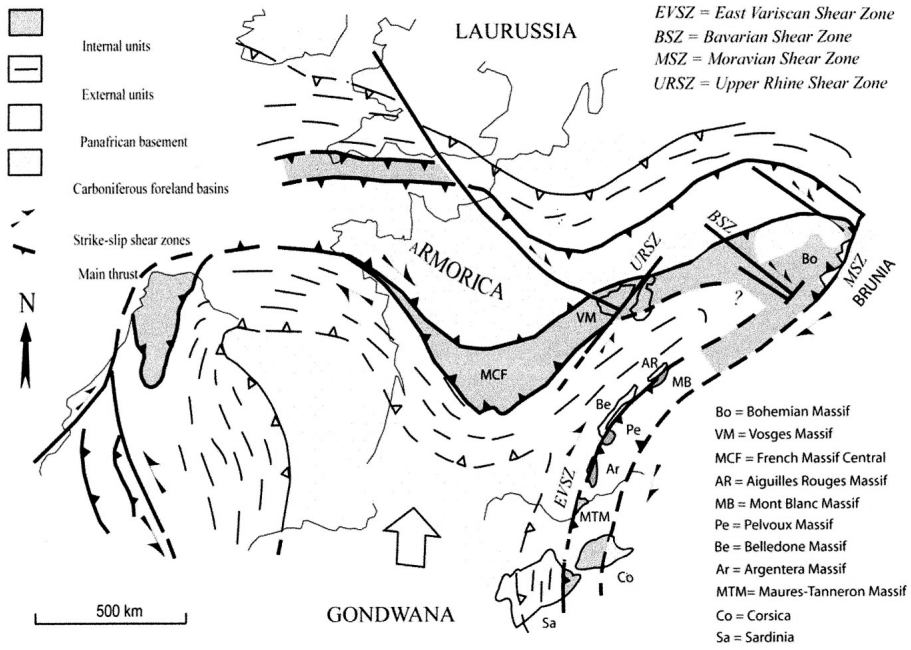


Fig. 45. Place du massif Maures-Tanneron dans la Chaîne varisque du Sud de l'Europe (d'après Michel Corsini et Yann Rolland, 2009).

B. Les bassins carbonifères

Après les travaux de Pierre Bordet, l'étude des bassins carbonifères resta quelques années en friche, les auteurs étant plus intéressés par le contexte géologique de ces bassins que par leur contenu sédimentaire. Il est vrai que leur stratigraphie paraissait bien acquise.

Dans le cadre d'un inventaire minier, des sondages profonds avaient cependant reconnu le Carbonifère sous le tégument permien (sondage du Luc en 1984) ou sous la couverture provençale (sondage de Carcès, 1974).

C'est à **Anne-Marie Basso** (université d'Aix-Marseille I) que revint la première étude synthétique (1985) du Carbonifère de Provence, qui précisa la fourchette d'âge de la série carbonifère, ses caractéristiques paléontologiques, sédimentologiques et séquentielles et son contexte structural : il s'agit de bassins limniques continentaux (d'âge Westphalien D- Stéphanien) à sédimentation fluviatile dominante, établis dans les zones de déformation synforme de la croûte.

L'importance des décrochements obliques dans la genèse des bassins houillers a été soulignée par Anne-Marie Basso : l'installation des bassins du Reyran et du Plan-de-la-Tour s'effectue dans un régime de « *distension E-W d'ampleur modérée* » s'accompagnant de phénomènes magmatiques (batholites granitiques) et volcaniques dont on retrouve les traces dans les dépôts carbonifères (rhyolite stéphanienne du Plan-de-la-Tour et niveaux de gores dans le bassin du Reyran).

Plus récemment (2000), les données paléomagnétiques obtenues sur les rhyolites et les conglomérats du Carbonifère supérieur du Bassin de Plan-de-la-Tour ont conduit **Jean-Bernard Edel** (Institut de Physique du Globe, Strasbourg) à émettre l'hypothèse d'une rotation horaire du bloc Maures-Estérel-Corse-Sardaigne, débutant au Carbonifère supérieur et se poursuivant pendant tout le Permien inférieur.

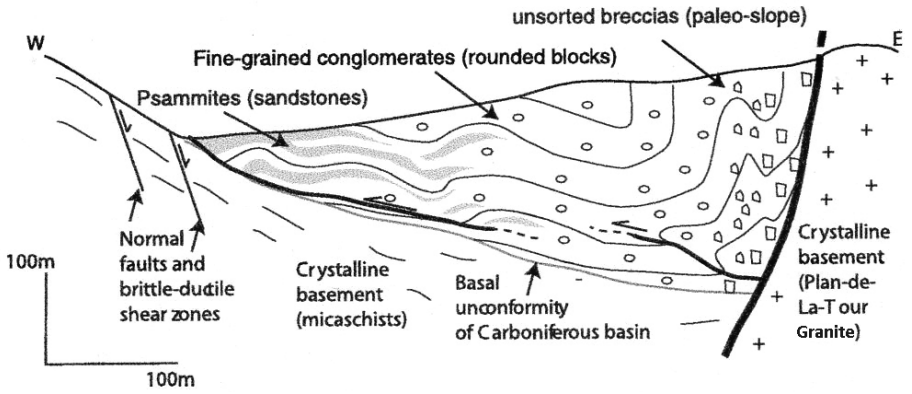


Fig. 46. Coupe géologique du bassin carbonifère du Plan-de-la-Tour montrant la dissymétrie Ouest-Est des dépôts sédimentaires (d'après Yann Rolland et al., 2009).

Yann Rolland et ses collègues ont précisé (2009) la géométrie en hémi-graben du bassin stéphanien du Plan-de-la-Tour, attestée par la dissymétrie des dépôts sédimentaires (fig. 46). Ce bassin a subi, postérieurement à son remplissage sédimentaire, un raccourcissement Est-Ouest (sans doute au passage Stéphanien supérieur-Autunien) responsable de plis d'axe Nord-Sud et, localement, de chevauchements plats.

Selon Anne-Marie Basso, on peut rattacher à la même phase le début de la distension Nord-Sud qui va conduire à l'individualisation des fossés carbonifères de Collobrières-Hyères et, par la suite, des premiers bassins permiens.

C. Le Permien

1. Le volcanisme

Après la thèse de Pierre Bordet, l'étude géologique de l'Estérel resta quelques années en sommeil, mais prit un nouveau départ, en 1959, avec la mise en évidence par **Martin G. Rutten**, d'*ignimbrites* dans les formations volcaniques du massif. Cette découverte renouvela les idées sur la dynamique des éruptions et entraîna de nouvelles recherches stratigraphiques et cartographiques sur les ensembles volcaniques que Bordet avait définis.

Ce furent tout d'abord les analyses géochronologiques par la méthode Potassium/Argon menées par **Marcel Roubault** et ses collaborateurs qui établirent (1970b) « *l'âge absolu* » des principaux épanchements de laves du Tanneron et de l'Estérel. Les âges des différentes coulées s'échelonnent de 270 à 228 Ma, l'âge le plus récent (Trias inférieur) correspondant aux dolérites d'Agay et du Drammont.

Mais l'un des résultats importants de cette étude fut l'attribution au Tertiaire (âges isotopiques entre 53 et 62 Ma) de ***l'estérellite*** du Dramont que Pierre Bordet avait rapportée au Permien. L'étude de terrain effectuée par **Marc Boucarut** confirma (1971) cette conclusion en montrant que les failles permiennes ne recoupent pas l'estérellite mais que les accidents limitant celle-ci résultent du contact intrusif d'un « *petit batholite qui a recoupé un Permien déjà morcelé par les accidents de même âge et basculé vers le sud* ».

Le travail de révision du volcanisme de l'Estérel fut entrepris au début des années 1960 par Marc Boucarut, alors assistant à l'université de Nice, et parachevé par la soutenance d'une thèse de doctorat d'État en 1971.

Grâce à de multiples approches, cartographique, pétrographique et structurale, Boucarut apporta une vision renouvelée du volcanisme du massif de l'Estérel.

Il souligna la complexité du système stratigraphique du massif en distinguant 57 niveaux différents, répartis en coulées basiques, coulées acides et niveaux intermédiaires.

L'histoire paléogéographique du Permien de l'Estérel commence par une phase tectonique qui rajeunit les fractures hercyniennes : il en résulte la formation de dépressions et de reliefs au pied desquels s'accumulent des formations détritiques.

L'épanchement de la première et épaisse *coulée ignimbritique* a eu pour effet de fossiliser les témoins des reliefs préexistants. Plus tard, « *l'effondrement du graben de l'Estérel s'est accéléré à cause de l'éclusage de la chambre magmatique des ignimbrites. Il s'est alors installé un épisode lacustre dit post-ignimbritique* ».

Le Permien supérieur débute par des émissions gazeuses sous-lacustres se rattachant, cette fois, au volcanisme basique. « *Le colmatage du lac post-ignimbritique sera achevé par les vents de poussières qui transportent des pélites* ».

Selon Boucarut, le volcan-caldera de Maure-Vieille (fig. 33) se distingue des autres appareils par sa longévité exceptionnelle (entre 30 et 50 Ma) et par la grande variété des manifestations volcaniques qui s'y sont déroulées. Sa formation modifie le

paysage de manière notoire et les volcans d'obsidiennes ne viendront que simplement s'y surimposer.

Boucarut montra par l'étude pétrochimique et pétrogénétique que les deux séries volcaniques (coulées acides, coulées basiques) se mettent en place selon une suite logique et que le volcanisme de la province permienne de l'Estérel débute par l'intrusion, tout au début de son histoire, « *d'une masse basaltique alcaline dont seul, un petit volume différencié (trachy-andésite) atteint la surface* […]. *L'intrusion de cette masse chaude a provoqué la fusion anatectite de la partie hydratée de la croûte sialique* », à l'origine des épanchements rhyolitiques et des ignimbrites.

Par la suite, des comparaisons furent établies entre le volcanisme permien de l'Estérel et celui de Corse. C'est ainsi que **Pierre Vellutini**, futur professeur à l'université de Corte, et ses collègues réinterprétèrent (1978) la structure de l'Estérel et décrivirent une vaste structure en « *cauldron* » dit de l'Estérel oriental, dont la moitié méridionale est oblitérée par la mer, comparable aux *cauldron*s de la Corse nord-occidentale (massif du Cinto).

Une nouvelle datation du magmatisme et des filons minéralisés du massif de l'Estérel par la méthode ^{40}Ar-^{39}Ar (J. S. Zheng *et al*., 1991) confirme l'âge permien supérieur (entre 278 et 263 Ma) de la mise en place des coulées volcaniques de l'Estérel et des filons minéralisés de la caldera de Maurevieille. L'essentiel du volcanisme effusif de l'Estérel se serait donc produit dans un temps sensiblement plus court (environ 15 Ma) que celui qui avait été proposé antérieurement à partir des données K/Ar.

Le volcanisme permien de la région toulonnaise, qui avait fait l'objet d'une première étude pétrographique par **Simone Gueirard** et **Nicole Santarelli** en 1966, puis par **Christian Coulon** (élève de Simone Gueirard) dans sa thèse (1967), a été réexaminé en 1993 par **Sylvie Leroy** et **Bruno Cabanis,** de l'université Pierre et Marie Curie (Paris VI), par le biais d'une approche géochimique.

Les résultats obtenus montrent que les deux cycles volcaniques permiens sont représentés dans le bassin de Toulon comme produits d'émission (les coulées basiques) et produits d'érosion (les galets de rhyolite). Ces galets pourraient provenir du démantèlement d'un appareil volcanique explosif situé au Sud de la région toulonnaise et proche de la Sardaigne dans sa position anté-dérive.

Mesuré pour la première fois par **Hans Zijderveld** (université d'Utrecht, Pays-Bas) dans sa thèse (1975), le paléomagnétisme des roches volcaniques de l'Estérel a fait, par la suite, l'objet d'une étude (1986) par **Nacer Merabet** et **Lucien Daly** (CNRS, Paris), aboutissant notamment à la détermination d'un pôle paléomagnétique permien à partir de mesures sur des pélites de la bordure du massif des Maures.

Dans des travaux plus récents (1997), **Pieter Vlag** *et al*., du CEREGE, ont abouti à la conclusion que la rémanence des roches volcaniques de l'Estérel ne fut pas acquise instantanément durant le refroidissement, mais aurait été affectée par une remagnétisation postérieure (due à une altération). Les données paléomagnétiques semblent donc devoir être utilisées avec précaution dans les reconstitutions paléogéographiques du domaine provençal au Permien.

2. Les bassins sédimentaires

Une synthèse du Permien sédimentaire fut effectuée par **Nadège Toutin** (1940-1998), ingénieur CNRS à l'université d'Orléans, dans sa thèse soutenue à Nice en 1980. Elle développa seule, ou en collaboration, divers travaux sur le Permien de Provence. Elle fut, également, la coordinatrice de la deuxième édition de la feuille géologique Fréjus-Cannes à 1/50 000, publiée en 1994.

Nadège Toutin précisa la chronostratigraphie de la série permienne et proposa un découpage en grandes formations. Elle montra qu'il n'existe pas un unique bassin permien mais plusieurs, séparés les uns des autres par des seuils établis le long des grands accidents du socle (fig. 47). Pour la première fois, le Permien provençal fit également l'objet d'une étude sédimentologique très détaillée qui conduisit l'auteur à une reconstitution des axes d'apports détritiques et des milieux de dépôts.

Des compléments sur l'origine des grès de la dépression permienne ont été apportés (1987) par **Jean-Pierre Pupin** (université de Nice), grâce à l'étude typologique des populations de zircons.

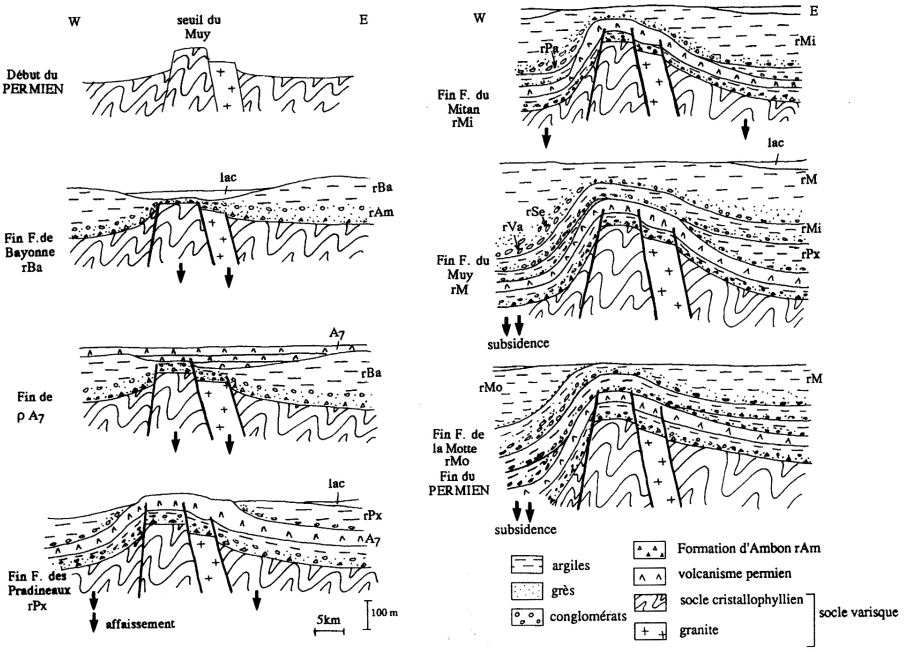


Fig. 47. Le seuil de socle varisque du Muy et son rôle dans la sédimentation permienne (d'après Nadège Toutin, 1980). Le seuil du Muy, conditionné par des accidents Nord-Sud, fonctionne en un système de horsts mobiles pendant la plus grande partie du Permien. Son rôle devient nul à la fin du Permien.

Dans les bassins permiens, où prédominent les dépôts détritiques, s'installe parfois une sédimentation carbonatée lacustre ou palustre discrète, qui fut reconnue dans les bassins de l'Estérel, du Muy et du bas Argens par **Marc Boucarut** en 1971. Nadège Toutin-Morin publia, en 1992, une étude détaillée de ces faciès montrant, notamment,

la présence de nodules à analcime authigène et considérant le volcanisme comme un facteur favorable à la précipitation de ces carbonates permiens.

Jean Delfaud (université de Pau-Pays de l'Adour) et Nadège Toutin-Morin aboutirent (1993) à une reconstitution du mode de dépôt de la série permienne du rocher de Roquebrune, affleurement spectaculaire qui, au début du XIX^{e} siècle, avait déjà attiré l'attention d'Élie de Beaumont. Ils montrèrent qu'il s'agit d'un cône alluvial conglomératique, établi le long d'un accident Est-Ouest (fig. 48), une telle accumulation impliquant, selon eux, « *des phénomènes violents* » : crises climatiques associées à un fort relief tardi-orogénique activé par des failles.

La même année, parut l'étude de Marc Durand (université de Nancy) sur la Formation permienne de Saint-Mandrier, dans laquelle l'auteur décrivit une sédimentation continentale, dominée par l'activité de chenaux méandriformes, et signala l'existence de sept niveaux de tufs pyroclastiques et d'un important niveau de calcaire lacustre.

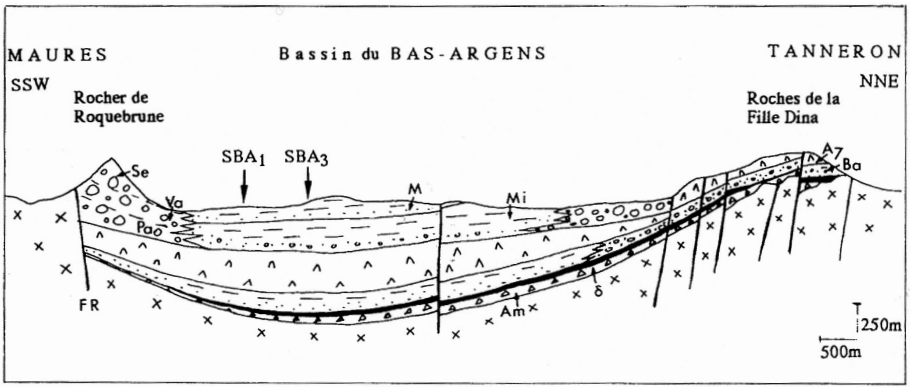


Fig. 48. Le cône alluvial permien du Rocher de Roquebrune et le graben distensif du bas Argens (d'après Jean Delfaud et Nadège Toutin-Morin, 1993).

Les restes fossiles sont rares dans les formations permiennes, mais certaines découvertes ont permis toutefois d'esquisser les caractères des divers peuplements continentaux de cette période et de fournir des données biostratigraphiques.

Paul Ellenberger fut le premier à identifier (1965) des traces de Vertébrés tétradactyles ou pentadactyles dans les couches permiennes de la région toulonnaise.

En 1992, une importante étude a été publiée par **Georges Demathieu**, **Georges Gand** (université de Bourgogne) et Nadège Toutin-Morin, sur l'ichnofaune de vertébrés et invertébrés du Permien provençal et son interprétation paléoécologique. Ces assises à ichnofaune occuperaient, selon ces auteurs, un intervalle stratigraphique correspondant au Kungurien, Kazanien et Tatarien basal.

Des ostracodes ont été également extraits de niveaux calcaires du Permien supérieur de l'Estérel et trois espèces, connues du Tatarien de la plate-forme russe, ont été identifiées par **Francis Lethiers** et ses collègues (1993). Il s'agit là d'un élément biostratigraphique supplémentaire pour établir une corrélation des terrains continentaux de l'Estérel avec l'échelle chronostratigraphique marine du Permien téthysien. Enfin, un travail récent (2009) de **Romain Garrouste** (Toulon), **André Nel** (Paris) et **Georges Gand**

(Dijon) a relaté la découverte d'arthropodes (crustacés et insecte) nouveaux dans des couches du Permien supérieur (Capitanien) du bas Argens et a conclu à l'existence de paléoenvironnements de playas se développant en climat aride.

L'évolution tectonosédimentaire des bassins permiens provençaux fit l'objet de discussions. Dans sa thèse, Nadège Toutin avait émis l'hypothèse de l'existence d'une compression intra-permienne à la limite Autunien-Saxonien (dernière manifestation de l'orogenèse hercynienne), provoquant la discordance angulaire des dépôts du Permien supérieur sur le Permien inférieur. Cette interprétation fut discutée par **David Baudemont**, que l'étude structurale détaillée du bassin du Luc conduisit (1985) à privilégier une tectonique d'extension-décrochement pendant toute la durée du Permien, générant la formation de bassins de « *pull-apart* ».

Enfin, Nadège Toutin-Morin et **Didier Bonijoly** (BRGM) évoquèrent (1992) un régime distensif durable ne s'installant qu'au Permien supérieur et donnant naissance à des grabens Est-Ouest dans un contexte géodynamique qui traduit « *le démantèlement de la Pangée et l'initiation du futur océan téthysien* ».

La synthèse des travaux sur le Permien de l'Estérel et du bas-Argens fut effectuée par Nadège Toutin-Morin et **Jean-Dominique Giraud** dans la deuxième édition de la feuille Fréjus-Cannes à 1/50 000, parue en 1994.

III. La Provence du cycle alpin

A. Stratigraphie et paléogéographie

Bien que marquées par les travaux de tectonique qui conduisirent à l'effondrement du concept autochtoniste de la Basse-Provence calcaire, les années 1960 furent aussi le point de départ de révisions stratigraphiques de la série sédimentaire provençale post-hercynienne, principalement sous forme de sujets de thèse prenant appui sur les progrès considérables accomplis en matière de biostratigraphie et de sédimentologie. Ces études firent par la suite appel aux méthodes et techniques de la stratigraphie séquentielle, du paléomagnétisme et de la géochimie. Elles ont abouti aujourd'hui à une vision renouvelée de la paléogéographie, des milieux de dépôt et de la dynamique des bassins sédimentaires de la Provence du cycle alpin.

1. Trias : l'ouverture du Bassin du Sud-Est

Après la parution, en 1869, du mémoire de Louis Dieulafait, plus aucune monographie ne fut consacrée au Trias provençal. Les subdivisions stratigraphiques établies par ce précurseur furent utilisées, sans grande modification, par les auteurs chargés du levé des cartes à 1/50 000 (Émile Haug et ses collaborateurs dans la région toulonnaise, et Guy Mennessier dans celle de Draguignan). En 1960, eut lieu le colloque sur le Trias et, en 1962, fut publiée la thèse de Jean Ricour sur le Trias français.

Au milieu des années 1960, au moment où débuta la révision de la feuille de Toulon à 1/50 000, apparut la nécessité d'une étude particulièrement approfondie du Trias,

dont l'intérêt dans le déchiffrement de la tectonique des collines toulonnaises était considéré comme primordial.

Claude Gouvernet confia cette étude à **Jean-Paul Caron**, alors assistant au laboratoire de géologie appliquée de la faculté des sciences de Marseille. Ce dernier fit porter son effort sur le Muschelkalk calcaire de la région toulonnaise, dans le but de mettre en évidence des niveaux repères et des critères de polarité, en vue d'une utilisation cartographique. Grâce à des coupes extrêmement détaillées et à une étude des microfaciès, Caron va individualiser (1967) dans le Muschelkalk supérieur quatre formations lithostratigraphiques susceptibles d'être suivies à l'échelle régionale, et autorisant des corrélations avec le Muschelkalk lorrain. Cette stratigraphie nouvelle fut utilisée par Caron dans la révision cartographique et structurale d'une partie des affleurements triasiques de la feuille de Toulon à 1/50 000 (2e édition publiée en 1969), qui révéla une grande complexité de structure, malheureusement non illustrée par des coupes.

Caron poursuivit ses levés à grande échelle du Trias sur les feuilles de Cuers et de Brignoles. Dans toute la partie méridionale de l'arc triasique de Barjols, il identifia (1970) et cartographia des niveaux volcano-détritiques (dont l'existence avait été mentionnée auparavant, comme nous l'avons vu, par différents auteurs) qu'il interpréta systématiquement comme intercalés dans les calcaires du Muschelkalk moyen et supérieur et plissés en concordance avec ces derniers. Le même raisonnement le conduisit à rattacher aussi au Trias moyen le massif de néphélinite (ankaratrite) de la butte du Poulagnier, dit « *volcan de Rougiers* » (cf. p. 82), que **Simone Gueirard** (1954) et **Cécile Cornet** (1965a) avaient attribué au Tertiaire.

Ce travail fut suivi, en 1974, par une étude géochronologique de la néphélinite de Rougiers effectuée par Jean-Claude Baubron (BRGM, Orléans) qui conclut à un âge de 197 Ma (correspondant au Muschelkalk, selon Baubron) de la roche volcanique, avec une marge d'erreur de 3 à 5 %. Niveaux volcano-détritiques et épanchement de lave trouvaient ainsi une cohérence stratigraphique. Il faut toutefois noter qu'en référence à l'échelle géochronologique actuelle, le « *volcan de Rougiers* » se placerait non au Muschelkalk comme Baubron l'a estimé, mais à la limite Trias/Jurassique. D'autre part, Baubron n'a pas rappelé la présence, à proximité de l'affleurement de néphélinite, de grès et de pélites rouges (pourtant mentionnés par Cécile Cornet en 1965).

Comme Joseph Répelin (1899) et Simone Gueirard (1954) l'avaient noté, ces grès et pélites ne sont pas intercalés dans le Muschelkalk, mais surmontent la néphélinite. Cécile Cornet les attribua au Permien, mais leur faciès et la position qu'ils occupent (sous-jacente au Muschelkalk), conduit aussi bien à rapprocher ces terrains du « *Grès bigarré* », ce qui conférerait alors un âge stratigraphique anté-Trias inférieur à l'épanchement de lave et remettrait donc en question la datation géochronologique de la néphélinite de Rougiers. Depuis la publication de ces travaux, aucune nouvelle étude n'a été consacrée à ce problème stratigraphique. L'âge précis du volcanisme de l'arc triasique de Barjols reste ainsi encore d'actualité[27].

[27] La révision du Trias du massif de la Salette, près de Marseille, a conduit à la découverte (Philip, 2009), au sommet du Keuper, d'un niveau volcano-détritique riche en augite titanifère.

La nomination de Jean-Paul Caron comme professeur à la faculté des sciences de Lubumbashi (République démocratique du Congo) interrompit pendant quelques années les recherches sur le Trias de Basse-Provence. Elles ne reprirent qu'à la fin des années 1980 avec la thèse (soutenue en 1991) de **Christian Brocard** (université d'Aix-Marseille 1), qui effectua, sous la direction de Jean Philip, une révision du Trias moyen de la Basse-Provence orientale dans le cadre de l'établissement de la 2e édition de la feuille Fréjus-Cannes à 1/50 000.

En 1989, Christian Brocard et Jean Philip montrèrent que les subdivisions stratigraphiques du Muschelkalk toulonnais se retrouvent dans la Basse-Provence orientale et qu'elles peuvent donc servir de fil directeur à une révision de la structure des arcs triasiques varois (révision qui, toutefois, n'a pas été entreprise depuis lors). Grâce à des analyses micropaléontologiques, Brocard put établir des corrélations avec les étages alpins du Trias, et mit en équivalence d'âge les calcaires du Muschelkalk de Provence avec l'intervalle Anisien supérieur-Carnien inférieur de la chronologie alpine. Brocard s'attacha à une reconstitution de la dynamique de la sédimentation carbonatée sur la bordure provençale des Maures : les dépôts s'organisent suivant un modèle de rampe carbonatée relativement confinée et peu profonde, en arrière de seuils la séparant de la mer alpine. Les facteurs hydrodynamiques : courants de marées, houles et tempêtes sont responsables du caractère particulier des faciès du Muschelkalk provençal.

La paléogéographie du Trias provençal bénéficia des forages pétroliers effectués dans le Bassin du Sud-Est[28]. **Frédéric Baudrimont** et **Paul Dubois** (ingénieurs géologues à la SNEAP, Bousssens) les ont utilisés (1977) pour établir des cartes d'isopaques et d'environnements sédimentaires. Au Trias de bordure des massifs des Maures et de l'Estérel (plate-forme provençale), ils opposent celui du centre du bassin, caractérisé par une plus grande épaisseur des dépôts (jusqu'à dépasser le millier de mètres) et l'extension considérable des faciès évaporitiques (sel notamment). Les auteurs individualisent à l'Est « *un important seuil séparant le bassin du Sud-Est du domaine alpin* », qu'ils nomment « *dorsale durancienne et dauphinoise* » [apparentée au « *seuil vindélicien* » des anciens auteurs] (fig. 49).

Pour Baudrimont et Dubois, ce schéma structuro-sédimentaire qui se met en place au Trias reste identique pendant toute la sédimentation mésozoïque. Ils soulignent le rôle majeur des grands accidents NE-SW et Est-Ouest (accidents tardi-hercyniens) : « *un état de contraintes nouveau est donc apparu au Trias. C'est à lui que l'on doit l'ouverture de ce qui deviendra le bassin du Sud-Est* ».

L'activité volcanique en Basse-Provence semble donc s'être manifestée en plusieurs épisodes jusqu'à la fin du Trias.

[28] Ce terme désigne le vaste bassin sédimentaire mésozoïque s'étendant entre le Massif Central et les Alpes.

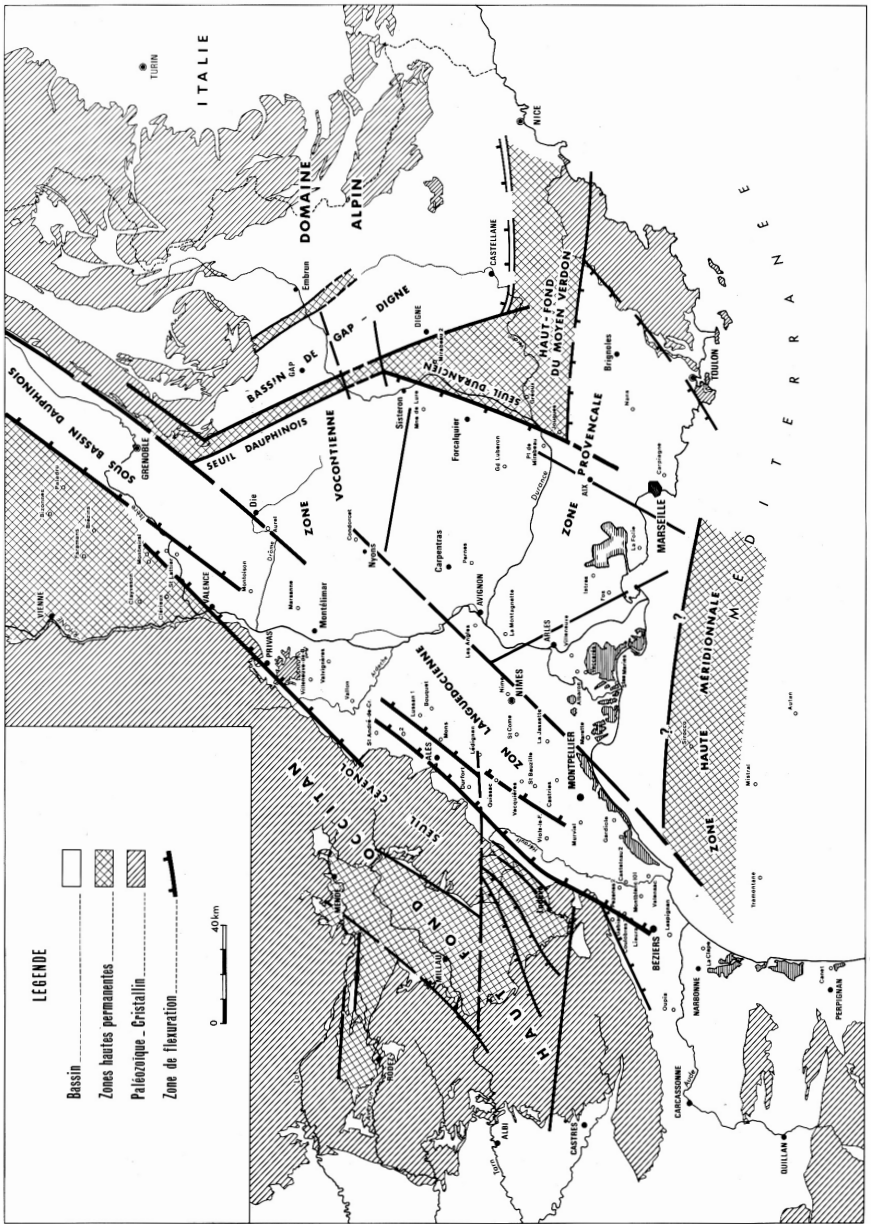


Fig. 49. Cadre structural du bassin mésozoïque du Sud-Est (d'après Albert Baudrimont et Paul Dubois, 1977).

Quelques années plus tard (1993), **Nadège Toutin-Morin** et ses collègues mirent en valeur les variations de puissance du Trias sur la plate-forme provençale, commandées par le rejeu distensif des accidents permiens, et notamment ceux de direction Nord-Sud.

2. Jurassique : individualisation de la plate-forme carbonatée provençale

Après la dernière livraison (1935) de la thèse d'Antonin Lanquine sur le Jurassique provençal, aucun travail d'ensemble ne fut consacré à ce terrain. Seules des observations stratigraphiques ponctuelles furent publiées, ou consignées dans des monographies tectoniques.

De nouvelles recherches et une nouvelle synthèse paraissaient donc s'imposer. Elles prirent la forme d'un sujet de thèse qui fut confié à **Claude Tempier**, alors assistant au laboratoire de géologie appliquée de la faculté des sciences de Marseille et élève de Georges Corroy. Cartographe de talent (cf. ses levés en Sainte-Victoire), il participa aussi, en étroite association avec Gérard Guieu et Jean-Paul Caron, au renouveau des études structurales en Basse-Provence.

Sa collaboration avec **Jean-Joseph Blanc***, alors professeur de sédimentologie et d'océanographie à la station marine d'Endoume, va s'avérer cependant décisive pour l'orientation de son sujet de thèse. Tous deux publièrent, en 1963, une description sédimentologique novatrice des séquences récifales portlandiennes de la région du Verdon qui servit ultérieurement de modèle à d'autres recherches sur le même thème.

Sur la lancée de ce travail, Tempier privilégia l'étude des formations calcaires du Jurassique provençal, qu'il aborda sous l'angle de la pétrologie sédimentaire et des microfaciès, en vue de la reconstitution des milieux de dépôts. Il tint pour acquis le découpage stratigraphique établi par Lanquine. L'emprise géographique de sa thèse couvre un vaste territoire : Basse-Provence, Haute-Provence et arc subalpin de Castellane.

Dans ses reconstitutions paléogéographiques, Tempier attribua une importance particulière au « *haut-fond du moyen Verdon* » (fig. 50) séparant le bassin dauphinois du bassin provençal. Ce dernier est bordé par une terre émergée correspondant à la partie méridionale de l'actuel massif des Maures, fournissant du matériel terrigène (quartz hématitisés) à certaines époques (Bathonien). Au Tithonien, le haut-fond du moyen Verdon est le siège d'une grande barrière récifale à madréporaires s'étendant de la région aixoise à la frontière italienne, barrière à l'arrière de laquelle, plus au Sud, se déposent les calcaires fins et les dolomies de la plate-forme provençale. Tempier soutint sa thèse en 1972 et consacra par la suite ses activités de recherche à la seule géologie structurale, revenant ainsi à son thème de prédilection.

Frédéric Baudrimont et Paul Dubois complétèrent (1977) l'étude de Tempier en insistant sur le développement d'un bassin profond, de direction générale NE-SW entre la bordure ardéchoise et la plate-forme provençale, prenant son maximum d'extension au cours de l'épisode des « *Terres noires* » (Bajocien supérieur à Oxfordien inférieur).

Les unités du Jurassique recoupées par les forages pétroliers peuvent atteindre dans ce bassin de très grandes épaisseurs : 1000 m de Lias au forage d'Istres, 2700 m de Dogger et de Malm au forage d'Angles (près d'Avignon).

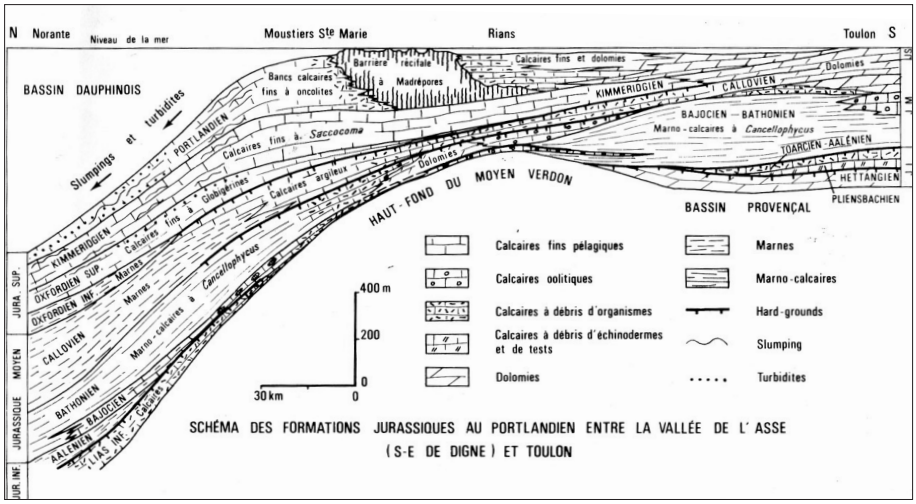


Fig. 50. Reconstitution paléogéographique de la Provence et distribution des faciès au Jurassique sur une coupe Sud-Nord (d'après Claude Tempier, 1972).

1979 : **Michel Arnaud** et **Claude Monleau** soutiennent leur thèse sur le Jurassique de la plate-forme carbonatée provençale. Tous deux sont assistants à l'université de Provence. Leur travail en commun a débuté en 1972, précisément au moment où s'est achevée la thèse de Claude Tempier. Arnaud assure la partie stratigraphique et paléontologique de la thèse, tandis que Monleau se penche sur les questions de sédimentologie et de pétrographie sédimentaire.

Contrairement à Tempier, qui avait travaillé d'une manière quelque peu isolée, Arnaud et Monleau participèrent aux travaux du dynamique Groupe français du Jurassique. Sous l'impulsion de celui-ci, ils jugèrent opportun de réviser la biostratigraphie des séries provençales pour l'adapter aux biozones d'ammonites établies dans d'autres régions. De nouvelles récoltes d'ammonites les conduisirent à de nombreuses rectifications stratigraphiques et à des corrélations plus précises que celles obtenues par leurs prédécesseurs.

La portée de leur démarche est cependant aujourd'hui limitée par l'impossibilité de vérifier la pertinence des subdivisions biostratigraphiques qu'ils ont proposées, en raison de l'absence d'une collection de référence et de la dispersion de leurs échantillons.

L'analyse détaillée des microfaciès et des associations fauniques conduisit Arnaud et Monleau à reconstituer les paléoenvironnements de la plate-forme carbonatée provençale, la paléoécologie et la dynamique des peuplements benthiques. En complément des schémas paléogéographiques de leurs prédécesseurs, Arnaud et Monleau, puis Monleau seul (1986), ont replacé la plate-forme provençale dans le cadre plus élargi de la Méditerranée occidentale et du domaine corso-sarde (fig. 51).

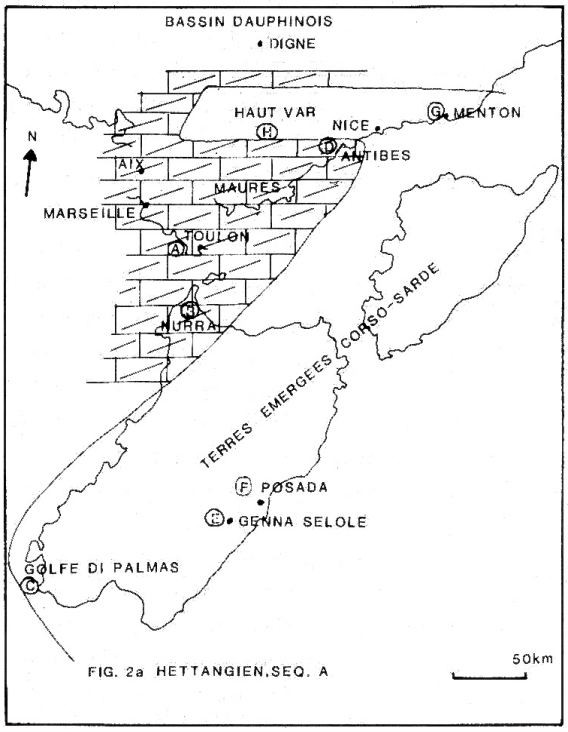


Fig. 51. Reconstitution palinspastique de la Provence et de la Sardaigne au Jurassique inférieur (d'après Claude Monleau, 1986).

À partir de 1997, les recherches sur le Jurassique vont connaître un nouvel élan sous l'impulsion de **Marc Floquet***, nommé à cette date professeur à l'université de Provence. Son intérêt s'est focalisé d'abord sur la plate-forme carbonatée fini-jurassique-éocrétacée de Basse-Provence, qui constitue l'un des thèmes de la thèse d'**Hélène Dalmasso** (soutenue en 2001), dont il a assuré la co-direction. Cette plate-forme carbonatée s'avère formée d'un empilement de séquences élémentaires de dépôt, d'épaisseur métrique, montrant fréquemment des critères d'émersion.

L'étude des calcaires bioclastiques du Lias et du Dogger (Sinémurien supérieur à Bajocien inférieur) de Basse-Provence a fait l'objet de la thèse de **Philippe Léonide** (2007), sous la direction de Marc Floquet. Léonide a effectué une étude intégrée de la série carbonatée : sédimentologique, biostratigraphique, diagénétique et géochimique et a montré qu'elle s'agence en quatre séquences de dépôts, enregistrant une évolution complexe et ponctuée par des discontinuités sédimentaires majeures.

Philippe Léonide, Marc Floquet et **Loïc Villier** ont montré (2007) l'interaction entre la tectonique, l'eustatisme, le climat et la production carbonatée dans l'évolution en contexte extensif de la plate-forme carbonatée provençale au Jurassique inférieur et moyen (fig. 52).

Les « *crises* » de la production carbonatée sont sous la dépendance de facteurs tectoniques locaux (blocs basculés) ou plus globaux, tels des événements anoxiques

à l'échelle de la Téthys (événement anoxique Toarcien : T-OAE), ou un effondrement généralisé de la plate-forme provençale à la fin du Bajocien, dû à l'océanisation du domaine liguro-piémontais.

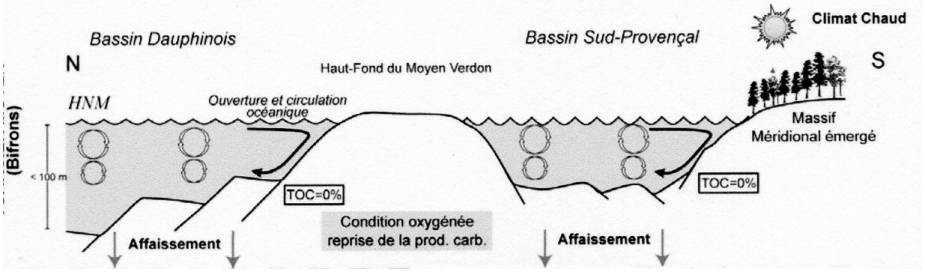


Fig. 52. Paléogéographie du bassin du Sud-Est au Toarcien moyen (d'après Philippe Léonide, 2007). La sédimentation carbonatée est favorisée par des conditions océanographiques qui assurent l'oxygénation du fond et des conditions climatiques chaudes et sèches qui inhibent les apports terrigènes.

3. Crétacé inférieur : l'établissement de la plate-forme urgonienne

Lorsque débutèrent les recherches de la période moderne, deux études stratigraphiques sur le Crétacé inférieur provençal faisaient autorité : celle de Jean Goguel sur le Luberon, les monts de Vaucluse et les Alpilles, et celle de Georges Denizot sur les massifs autour de Marseille.

D'abord dispersées, les recherches vont, dès lors, s'organiser à l'université d'Aix-Marseille autour de la thèse de Jean Gervais sur le Néocomien de Basse-Provence (mais qui ne sera pas menée à son terme) et de celle de **Jean-Pierre Masse*** sur l'Urgonien.

En Haute-Provence, les chercheurs de l'université de Lyon, de l'Institut de géologie Albert de Lapparent (Paris) et de l'École des mines de Paris effectuèrent des travaux ponctuels, mais significatifs, sur les monts de Vaucluse et la région du Verdon.

a. Limite Jurassique-Crétacé : l'âge des « Calcaires blancs » et des « Marnes vertes » de Provence

En Provence, le développement d'une série compréhensive de faciès carbonatés récifaux (« *Calcaires blancs de Provence* » *auct.* ; cf. p. 38) au passage Jurassique-Crétacé rendait difficile le tracé d'une limite entre les deux systèmes.

En Haute-Provence, **Denise Mongin** et **Philippe Trouvé** avaient apporté (1953) des arguments pour un âge valanginien inférieur de la partie supérieure des « *Calcaires blancs* » des gorges du Verdon. Mais ce furent les travaux des géologues de l'université de Lyon (Pierre Donze, 1957 ; Pierre Cotillon, 1971) sur l'Arc subalpin de Castellane qui établirent le premier cadre stratigraphique des « *Calcaires blancs de Haute-Provence* », montrant leur diachronisme et l'existence de niveaux berriasiens et valanginiens à leur partie supérieure.

En Basse-Provence, le « *Calcaire blanc inférieur* » du massif de Marseilleveyre et de la Nerthe avait été attribué (1934) en totalité au Portlandien par Denizot, en dépit de la présence d'indices paléontologiques faisant soupçonner l'existence de couches crétacées à la partie supérieure de la Formation.

Une étude paléontologique (foraminifères, algues calcaires, nérinées et rudistes) réalisée par **Pierre Marie** et Denise Mongin sur le « C*alcaire blanc inférieur* » du Mont Rose, près de Marseille, montra cependant (1957) l'âge crétacé de la partie supérieure de cette Formation que ces auteurs rattachèrent à l'« *Infravalanginien* ».

Gérard Guieu, dans sa thèse (1968) et dans ses levés sur la feuille Aubagne, 2e édition, adopta cependant le point de vue de Denizot[29].

En 1971, grâce à une étude micropaléontologique détaillée, **Jean-François Babinot** et ses collègues de l'université de Provence établirent l'âge berriasien supérieur-valanginien basal de la Formation dite des « *Marnes vertes infracrétacées* » de la Basse-Provence, rattachées jusqu'alors au Valanginien inférieur.

Dans sa thèse, soutenue en 1997, **Aurélien Virgone** (université de Provence) confirma cette attribution stratigraphique, tout en individualisant quatre séquences lithologiques corrélées d'une manière précise aux zones et sous-zones d'ammonites et de calpionelles de la fosse vocontienne.

Des précisions stratigraphiques sur le Valanginien et l'Hauterivien de Basse-Provence ont été apportées par Jean-Pierre Masse *et al*. (1975) grâce à des comparaisons avec les séries de même âge des chaînes subalpines où les biozones d'ammonites sont bien définies. Ces travaux autorisent des corrélations entre la plate-forme provençale et le bassin vocontien.

Luc Bulot (CNRS, Marseille) et ses collègues ont illustré cette relation paléogéographique entre les deux domaines en montrant (1997) que, de la région de Marseille au Grand-Luberon, la série sédimentaire du Valanginien subit d'importantes variations latérales de faciès et de puissance qui traduisent le passage rapide de la plate-forme carbonatée sud-provençale au domaine hémipélagique vocontien. Le gradient d'approfondissement observé sur ce transect, et l'épaississement des séries, seraient imputables, d'après ces auteurs, au jeu synsédimentaire d'un accident d'orientation cévenole, la faille de Pélissanne (fig. 53).

Selon Jean-Pierre Masse (1995), les failles profondes de la Durance et de Rians contrôlent également l'existence d'une zone de haut-fond dans la région de Mirabeau (haut-fond carbonaté valanginien de Saint-Eucher).

Une tectonique synsédimentaire (phase néocimmérienne) affecte la bordure septentrionale (région du moyen Verdon) de la plate-forme carbonatée provençale et se traduit par une structuration de celle-ci en blocs basculés limités par des accidents qui furent, semble-t-il, réactivés durant les phases alpines (Masse *et al*., 2009).

[29] Actuellement, le « *Calcaire blanc inférieur* », rebaptisé « *Formation du Mont Rose* » par Hélène Dalmasso (2001), est placé dans l'intervalle stratigraphique Berriasien inférieur à moyen.

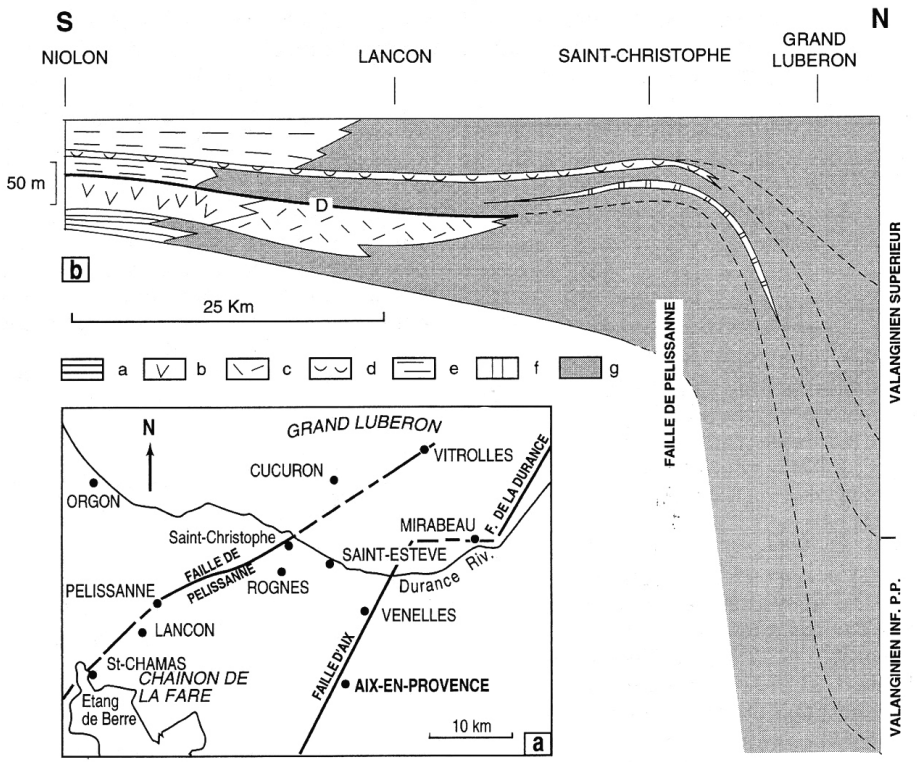


Fig. 53. Illustration du rôle probable de l'accident de Pélissanne à valeur de paléofaille dans le passage de la plate-forme carbonatée valanginienne au domaine vocontien (d'après Luc Bulot et al., 1997).

b. Du Mont Ventoux à la région toulonnaise : la plate-forme urgonienne

Les progrès du début des années 1960 sur la pétrographie des calcaires et sur la sédimentologie des carbonates actuels, ainsi que sur la micropaléontologie des foraminifères benthiques et des algues calcaires du Crétacé inférieur ont été à la source d'un renouveau des recherches sur les calcaires urgoniens.

En Provence, les premières études sédimentologiques furent réalisées entre 1965 et 1969 par **Jean-Joseph Blanc** qui, seul, ou en association avec Gérard Guieu et Jean-Pierre Masse, dressa des coupes détaillées de l'Urgonien de Basse-Provence (massif du Puget et chaînon de la Fare) et de Haute-Provence (Plateau d'Albion et de Saint-Christol).

De leur côté, **Robert Busnardo** et **Geneviève Foury** (université de Lyon) effectuèrent (1966) des travaux sur la paléontologie (ammonites) et la micropaléontologie du Barrémien marno-calcaire de la montagne de Lure et en précisèrent la stratigraphie et la cartographie. Ils en déduisirent que la masse calcaire principale du sommet de Lure appartient en majeure partie à l'Hauterivien.

Il convenait cependant d'effectuer une synthèse de la grande plate-forme urgonienne qui recouvre l'ensemble de la Basse et de la Haute-Provence, depuis la région toulonnaise au Sud jusqu'à celle du Mont-Ventoux au Nord. Ce projet fut confié à **Jean-Pierre Masse** (CNRS, Marseille), sous forme d'une thèse d'État, soutenue en 1976. Fort d'une connaissance des milieux récifaux actuels et déjà familier de l'Urgonien, Masse va adopter une démarche pluridisciplinaire.

Il réalisa en premier lieu une cartographie détaillée des ensembles urgoniens régionaux assurant ainsi le lever d'une grande partie des calcaires barrémo-bédouliens des cartes géologiques de Sault, Carpentras, Eyguières, Châteaurenard, Martigues à 1/50 000, et procédant aussi à des levés sur d'autres coupures de cartes où affleurent ces formations.

Une étude approfondie des microfaciès, en privilégiant la systématique des algues calcaires et des foraminifères benthiques, lui permit d'individualiser et de corréler les principales unités lithostratigraphiques de l'Urgonien. Autre groupe important : les rudistes, bien connus depuis les travaux de Victor Paquier et de Henri Douvillé, mais dont Masse fit cependant une révision taxonomique et biostratigraphique. Il étudia les autres groupes fossiles de l'Urgonien avec l'aide de divers spécialistes. Il résulte de l'ensemble de ces travaux de paléontologie un cadre biostratigraphique élargi qui facilite les corrélations des différentes unités de la série urgonienne à travers l'ensemble de la région provençale.

Jean-Pierre Masse utilisa les données paléontologiques et sédimentologiques pour reconstituer les paléoenvironnements de la plate-forme urgonienne et pour en décrire l'architecture depuis les zones externes situées au Nord, bordant la fosse vocontienne, jusqu'aux zones les plus internes, soumises à des émersions périodiques, bien développées en Basse-Provence.

La plate-forme carbonatée urgonienne se développe sur une zone stable, le haut-fond provençal, vaste dispositif paléogéographique peu profond où la sédimentation carbonatée est cependant interrompue à plusieurs reprises, ou troublée par des apports terrigènes diffus, principalement argileux sur les bordures de la plate-forme.

À partir du Valanginien inférieur, la plate-forme urgonienne s'est donc développée aux dépens des faciès vocontiens et a effectué un large mouvement de progradation d'une centaine de kilomètres jusque dans la région du Mont-Ventoux à l'Aptien inférieur où se localisent les faciès de bordure externe (fig. 54).

À partir de cette époque, se produit un changement paléogéographique et apparaît le « *sillon sud-provençal* », qui rompt l'unité du dispositif carbonaté préexistant, celui-ci persistant toutefois au Nord et au Sud. « *La fin du Bédoulien est marquée par l'ennoyage général des formations calcaires superficielles sous des sédiments terrigènes plus profonds* ».

Divers auteurs (J.-P. Masse, 1976 ; Philippe Monier et Serge Ferry, 1987) ont suggéré que la plate-forme urgonienne était limitée au Nord par une zone de flexure coïncidant sensiblement avec l'axe actuel Ventoux-Lure et assurant le passage aux séries de bassin de la fosse vocontienne. Le jeu précoce de la faille de Nîmes au Barrémien et à l'Aptien inférieur a été également évoqué, isolant la cuvette de Vaison-la-Romaine de la plate-forme provençale.

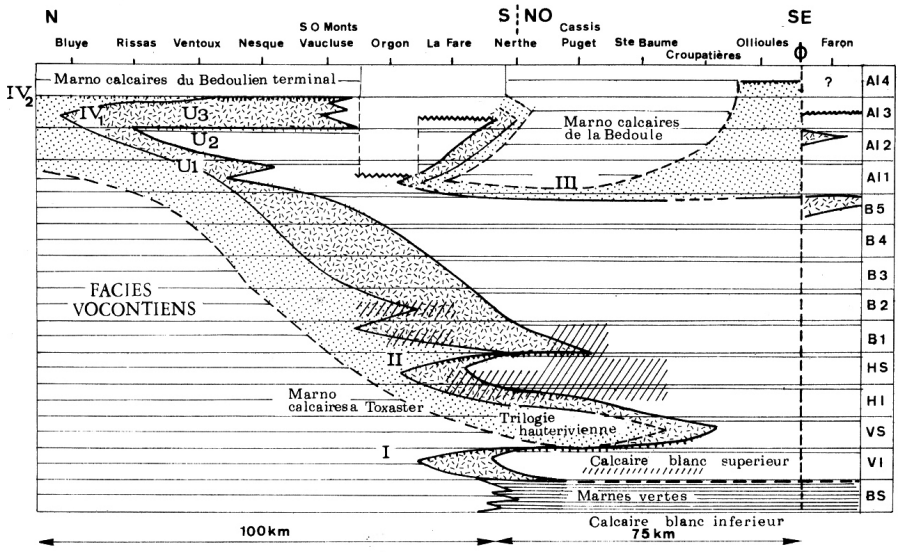


Fig. 54. Évolution des calcaires urgoniens de Provence dans l'intervalle Valanginien-Bédoulien (d'après Jean-Pierre Masse, 1976). Noter la progradation vers le Nord des calcaires à rudistes (doubles traits horizontaux) et de leur cortège de calcaires bioclastiques à madréporaires (tirets). BS : Berriasien supérieur ; VI, VS : Valanginien inférieur et supérieur ; HI, HS : Hauterivien inférieur et supérieur ; B1 à B5 : Barrémien ; AI1 à AI4 : Aptien inférieur.

L'extension vers le Sud de la plate-forme urgonienne a été envisagée par Jean-Pierre Masse et **Jacques Allemann** (1982), dans le cadre d'une comparaison entre la Provence et l'Ouest de la Sardaigne. L'existence de profondes similitudes stratigraphiques et paléobiogéographiques entre les deux domaines a conduit ces deux auteurs à proposer une connexion des plates-formes provençales et sardes du Valanginien au Barrémien. L'individualisation des deux domaines de plate-forme se serait produite à l'Aptien inférieur, consécutivement à l'ouverture du « *sillon sud-provençal* ».

Depuis 1980, la plate-forme urgonienne de Provence a fait l'objet de nombreuses excursions géologiques et d'écoles de terrain pour les géologues pétroliers. Des recherches ont été conduites à l'université de Provence sur les propriétés pétrophysiques des calcaires urgoniens en tant que modèles diagénétiques de certains réservoirs pétroliers du Moyen-Orient.

Sous la direction de Jean-Pierre Masse, des travaux sur les rudistes ont contribué à des précisions systématiques sur ce groupe et à déterminer leur rôle dans la production sédimentaire ainsi que dans l'architecture stratigraphique et la composition des calcaires urgoniens.

4. La tectonique du Crétacé moyen et la surrection du bombement durancien

a. Aptien-Albien : tectonique synsédimentaire, rides, blocs basculés et sillons

Ce fut d'abord **Jean-Joseph Blanc** qui, en précurseur, tenta une synthèse des séries détritiques (marno-calcaires et grès glauconieux) qui caractérisent l'Aptien et l'Albien entre la Basse-Provence et les Baronnies. Il effectua une analyse des séquences de dépôts, des faciès et des rythmes de sédimentation de l'Aptien de la Bédoule qu'il étendit, en 1960, à l'ensemble de la Basse-Provence.

Une révision stratigraphique de l'Aptien et de l'Albien n'a pu être rendue possible que par l'établissement d'une biozonation fine basée sur les foraminifères planctoniques et calibrée sur les zones d'ammonites. Ce travail a été effectué en Basse-Provence par **Guy Tronchetti** dans sa thèse (1981), en prenant appui sur les résultats micropaléontologiques obtenus sur les séries marno-calcaires du Crétacé moyen de la fosse vocontienne.

Ces recherches biostratigraphiques ont été complémentaires de la révision des stratotypes du Bédoulien et du Gargasien, objets de publications récentes (p. ex. Michel Moullade *et al*., 1998a). La stratigraphie isotopique ($\delta^{13}C$; $\delta^{18}O$) a permis des corrélations avec les données biostratigraphiques sur la coupe type de la Bédoule (M. Moullade *et al*., 1998b) ou entre les calcaires urgoniens des monts de Vaucluse et le stratotype de la Bédoule (J.-P. Masse *et al*., 1999).

En Basse-Provence, des études stratigraphiques détaillées ont conduit surtout à la mise en évidence, par les chercheurs de l'université de Provence, d'une épaisse série albienne marine complète sur la bordure méridionale du synclinal du Beausset (synthèse *in* J. Philip *et al*., 1987).

Dans la région Ventoux-Lure, les travaux de **Bernard Le Goc** (Institut de géologie Albert de Lapparent : IGAL) ont apporté (1977) de nombreuses précisions stratigraphiques sur les séries de l'Aptien supérieur et de l'Albien.

L'un des résultats importants de ces travaux fut la mise en évidence d'une *tectonique synsédimentaire* qui affecta la Provence au Crétacé moyen, en relation avec le jeu d'accidents profonds.

En Basse-Provence, ce phénomène se manifeste d'une manière spectaculaire au cours de l'Albien sur la bordure méridionale du bassin du Beausset. L'instabilité des fonds se traduit par le dépôt de brèches et klippes sédimentaires (J.-P. Masse et J. Philip, 1969), de rides limitées par des paléofailles (J. Philip, 1970 ; J. Philip *et al*., 1987) (fig. 55), isolant des sillons étroits et profonds où se déposent turbidites, laminites et black-shales (L. Machhour *et al*., 1994). **Jean Philip** et ses collègues ont insisté (1987) sur les ressemblances paléogéographiques qui existent à l'Aptien et l'Albien entre le sillon du flysch pyrénéen et le bassin nord-toulonnais, l'ouverture de ce dernier étant interprétée par ces auteurs comme résultant du jeu de la zone transformante nord-pyrénéenne se prolongeant jusqu'en Provence.

Dans la montagne de Lure, la tectonique synsédimentaire se traduit par la présence de brèches sédimentaires, de variations brutales d'épaisseur et de lacunes stratigraphiques, pendant l'intervalle Barrémien-Albien supérieur (B. Beaudoin *et al*., 1986).

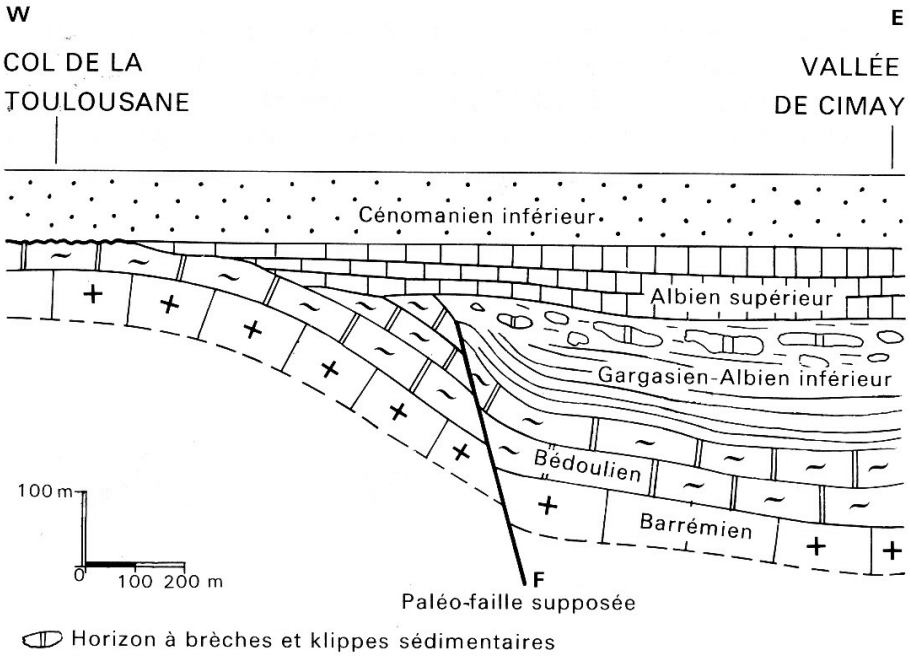


Fig. 55. La ride de la Toulousane sur la bordure sud du bassin du Beausset (d'après Jean Philip, 1976). La paléofaille affecte le bâti Barrémien et Bédoulien du massif du Gros Cerveau. La ride est scellée en « onlap *» par l'Albien supérieur et le Cénomanien inférieur.*

Philippe Joseph et ses collègues (1987) ont reconstitué une paléotopographie en blocs basculés du champ de fractures de Banon à l'Aptien-Albien. Ce dispositif a contrôlé le dépôt des fluxoturbidites gréseuses de l'Albien supérieur qui empruntent systématiquement les zones basses de la paléotopographie. Selon ces auteurs, la formation des blocs basculés de la montagne de Lure serait liée, en profondeur, à un grand décrochement sénestre d'orientation N 40.

Récemment, **Christian Montenat** (IGAL) *et al*. (2004) ont montré les jeux polyphasés de l'accident du Toulourenc (au Nord du massif du Ventoux) durant l'Aptien et l'Albien. L'épisode albien s'accompagne de la mise en place de conglomérats et olistholites issus du démantèlement d'escarpements de failles entaillant des calcaires barrémo-bédouliens (fig. 56). C'est également dans un contexte tectonique compressif décrochant qu'est interprétée par les chercheurs de l'IGAL la naissance de l'accident aptien-albien du Toulourenc et la surrection de blocs, en relation avec le mouvement coulissant de la faille de Nîmes.

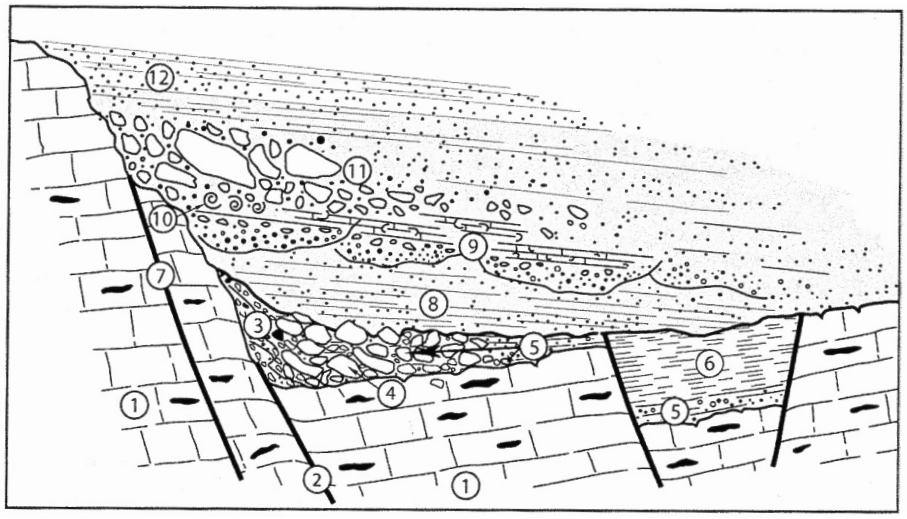


Fig. 56. Représentation synthétique des manifestations tectono-sédimentaires méso-crétacées dans le couloir de l'accident du Toulourenc (d'après Christian Montenat et al., 2004). Des paléofailles sous-marines d'âge aptien inférieur (2) et albien (7) entraînent un démantèlement des calcaires bédouliens (1) et des dépôts de brèches ravinantes au pied des escarpements.

b. Isthme durancien ou bombement durancien ?

Après les travaux de Louis Collot (1891) qui avaient montré l'existence d'une terre émergée au Crétacé moyen séparant le bassin méditerranéen du bassin alpin et rattachée, selon lui, au massif des Maures, vint en 1927 la publication de la première édition du traité de *Géologie stratigraphique* de Maurice Gignoux, dans lequel le professeur grenoblois proposa de qualifier cette paléostructure d'« *isthme durancien* » ou « *isthme de la Basse-Durance* », reliant le massif des Maures aux Cévennes. Ce terme imagé eut beaucoup de succès auprès des géologues et fut utilisé à maintes reprises dans les travaux consacrés notamment à la bauxite. Les recherches de la période moderne viseront, dès lors, à préciser cet important concept paléogéographique.

Une première reconstitution paléogéographique fut celle de **Jean-Joseph Blanc** et **Claude Gouvernet** (1966), pour qui l'« *isthme durancien* » est formé d'ébauches plissées parallèles orientées WSW-ENE. Les rides anticlinales auraient déjà été formées à l'Aptien supérieur et soumises à une altération bauxitique. Entre ces rides existeraient des sillons (golfes ou rias), sièges d'une sédimentation marine profonde.

Jean Philip (1970), considérant qu'il n'existe aucune preuve en faveur de l'existence d'un véritable isthme au sens géographique, proposa la locution de « *bombement durancien* », qui ne préjuge en rien des éventuels prolongements longitudinaux de cette structure sur des territoires qui échappent actuellement à l'analyse stratigraphique.

Jean-Pierre Masse et Jean Philip (1976) montrèrent ensuite que le « *bombement durancien* » est constitué d'une succession d'ondulations anticlinales et synclinales à grand rayon de courbure (fig. 57), de direction dominante Est-Ouest, et présentant un relèvement axial très net dans l'Est de la Basse-Provence. Ils écartèrent ainsi

l'interprétation des rides et sillons précoces car, pour eux, les terrains de l'Aptien et de l'Albien ne sont pas des dépôts formés dans des golfes, mais des témoins d'une couverture sédimentaire plus étendue, conservée dans les gouttières synclinales et qui a été décapée par l'érosion sur les anticlinaux.

Pour Jean-Pierre Masse et Jean Philip, les paléostructures duranciennes résulteraient de mouvements tectoniques qui débutèrent dès l'Aptien, et culminèrent dans l'intervalle Albien supérieur-Cénomanien inférieur, période pendant laquelle émerge l'ensemble du « *bombement durancien* ». Une reconstitution palinspastique, tenant compte du déplacement vers le Nord de la couverture provençale au Tertiaire, indique que les paléostructures duranciennes se placent en prolongement des axes structuraux languedociens et non des Cévennes, point de vue qui a été partagé par Gérard Guieu et **Claude Rousset** (1978) dans leur reconstitution de l'aire bauxitique au Crétacé.

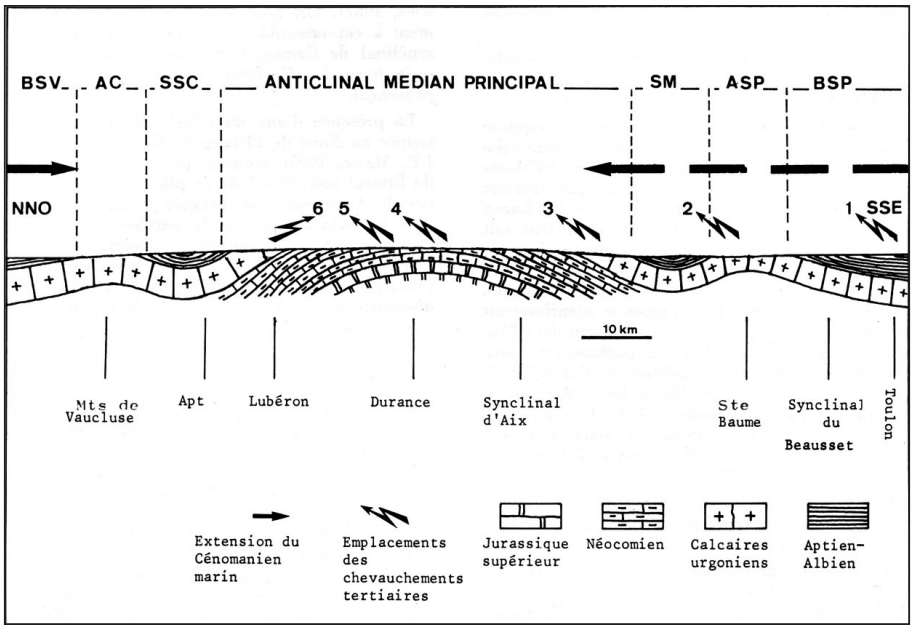


Fig. 57. Structure du bombement durancien dans l'hypothèse d'une compression à l'Albien supérieur-Cénomanien inférieur (d'après Jean-Pierre Masse et Jean Philip, 1976). SM : « synclinal » médian ; ASP : « anticlinal » sud-provençal ; BSP : bordure sud-provençale ; SSC : « synclinal » sud-comtadin ; AC : « anticlinal » comtadin ; BSV : bordure sud-vocontienne.

L'émersion du bombement durancien est-elle due à une phase tectonique compressive (phase anté-cénomanienne, *auct.*) ? C'est l'hypothèse suggérée par Jean-Pierre Masse et Jean Philip pour expliquer la formation des paléostructures duranciennes, l'arrêt de la subsidence et le comblement (aboutissant à l'émersion) du bassin nord-toulonnais à l'Albien supérieur-Cénomanien inférieur.

Cette interprétation a trouvé appui dans les travaux menés par les géologues de l'IGAL dans la région Ventoux-Lure où **Christian Hibsch** *et al.* (1992) ont montré l'existence d'une compression subméridienne à partir de l'Albo-Cénomanien, compression qu'ils ont reliée au jeu des décrochements sénestres NE-SW à ENE-WSW (faisceau de la

faille de Nîmes, paléoaccident de Sault), conséquence cinématique, selon eux, de la rotation anti-horaire du bloc ibérique pendant l'ouverture du golfe de Gascogne**.**

Pour **Jean Chorowicz** et **Ali Mekarnia** (1992), le « *bombement durancien* » pourrait toutefois être considéré comme résultant du basculement et du soulèvement d'un système de larges blocs au cours de la phase de « *rifting* » du Crétacé inférieur. Ces auteurs ont interprété l'émersion du « *bombement durancien* » comme le résultat d'une extension de direction NW-SE liée à « *un mouvement transtensif légèrement sénestre du bloc ibérique par rapport à l'Eurasie* » : le dôme varois serait l'épaulement septentrional du sillon pyrénéo-provençal, soulevé par le bombement thermique qui accompagne l'amincissement lithosphérique.

5. La bauxite

Dans la décennie 1960, le développement de l'exploitation des bauxites provençales, notamment celles des gisements du Var, ainsi que la réalisation de forages de reconnaissance de l'extension et de la distribution des gisements (Jean-Pierre Lajoinie et Pierre Laville**,** 1979), ont favorisé le renouveau des recherches fondamentales sur la formation du minerai et sur son contexte stratigraphique et paléogéographique. La complexité des problèmes posés a suscité de riches débats entre diverses écoles et divers spécialistes.

a. Le débat sur l'origine de la bauxite

Jusqu'au début des années 1960, la théorie éluviale de la formation *in situ* des bauxites de karst, proposée en 1930 par **Jacques de Lapparent** (voir p. 80), était très généralement admise en France.

Toutefois, en 1961, **Georges Denizot** s'afficha partisan d'une origine parautochtone de la bauxite et privilégia les marnes de l'Aptien inférieur (ou « *d'autres assises marneuses dans les régions éloignées de l'extension aptienne* ») comme roches-mères des dépôts bauxitiques provençaux.

Antoine Bonte adopta aussi cette idée de la parautochtonie des matériaux bauxitiques mais, s'inspirant des argiles résiduelles à silex de la craie, il émit l'hypothèse (1965) que « *les gisements de bauxite sur mur calcaire résulteraient de la concentration dans des bassins restreints de produits d'altération de calcaires s'étendant sur des surfaces considérables avec creusement corrélatif de poches de dissolution* ».

La théorie de l'autochtonie des bauxites de karst fut contestée par le pédologue **Henri Erhart** (1898-1982), ainsi que par **Édouard Roch** (université de Paris), ce dernier proposant (1956) une formation des gisements de bauxite provençaux à partir de l'accumulation de poussières « *résultant de l'émiettement d'argiles ferrugineuses de type sidérolithique formées sur le Massif Central* » et dispersées dans le bassin rhodanien à partir de l'Albien.

Selon Roch, certaines de ces poussières, tombant en mer, donnèrent les ocres de la région d'Apt, d'autres, piégées dans les anfractuosités karstiques de l'« *isthme durancien* », évoluèrent en bauxite.

La découverte (1965), par **Paul Demangeon**, dans la bauxite des Alpilles, d'un cortège de minéraux lourds (disthène-staurotide) caractéristique, selon lui, des roches cristallines du Massif central accrédita l'idée d'un nourrissage par des apports en provenance de cette région.

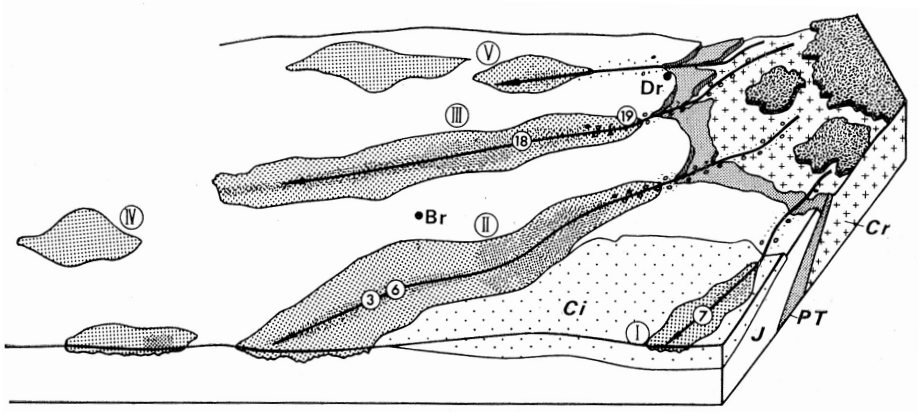


Fig. 58. Hypothèse allochtoniste de la formation des gisements de bauxite provençaux (d'après Ida Valeton 1966). Les produits de démantèlement de la croûte latéritique élaborée sur les Maures et l'Estérel sont drainés par des courants sur l'avant-pays mésozoïque émergé et conservés dans des cuvettes karstiques. Dr : Draguignan ; Br : Brignoles ; Cr ; Cristallin ; PT : Permien-Trias ; J : Jurassique ; Ci : Crétacé inférieur ; I à V : Cuvettes bauxitiques ; 1 à 19 : profils bauxitiques.

Mais l'hypothèse de l'allochtonie des bauxites provençales fut véritablement portée par les travaux (1966) d'**Ida Valeton** (minéralogiste de l'université de Hambourg). Se fondant sur des comparaisons avec des latérites indiennes actuelles, elle interpréta « *le matériau originel des bauxites comme des argiles ferrugineuses remaniées qui dérivent elles-mêmes de latérites plus anciennes elles aussi remaniées et transportées à partir des hautes régions cristallines proches* ».

Au plan paléogéographique, c'est sur les massifs émergés des Maures et de l'Estérel que la latérite originelle se serait formée. Les produits de démantèlement auraient été transportés par des eaux courantes et déposés dans de vastes cuvettes karstiques autour des massifs anciens (fig. 58). Lors de la présentation de sa note à une séance de la Société géologique de France, un débat l'opposa à **Jean Nicolas**, élève d'Antonin Lanquine, professeur de géologie appliquée à l'université de Paris.

Jean Nicolas, tout en partageant le point de vue allochtoniste d'Ida Valeton, plaida (1968) pour une origine sédimentaire et détritique de la bauxite provençale, après démantèlement d'un profil de « *latérite bauxitique* » élaboré sur la surface karstique elle-même, transport des éléments bauxitiques en milieu aqueux et piégeage dans les anfractuosités karstiques (fig. 59). Selon lui, le transport se serait effectué par étapes, au cours desquelles la bauxite a continué à subir le phénomène de latéritisation.

Jean Nicolas et son élève **Michel Lecolle** publièrent, en 1968, une note de synthèse dans laquelle ils signalèrent aussi la présence de fossiles et de structures sédimentaires

dans la bauxite et considérèrent qu'il existe un passage progressif de celle-ci à son toit[30]. La bauxite se serait constituée sur l'« *isthme* » durancien, par altération des terrains de l'Aptien-Albien et du Trias-Rhétien, voire de formations volcaniques du Permo-Trias.

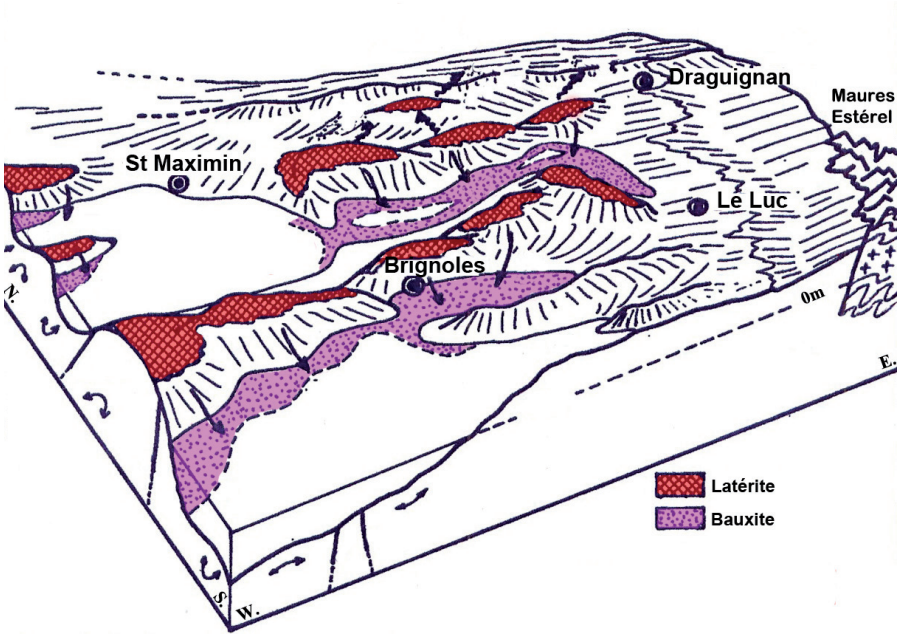


Fig. 59. Reconstitution paléogéographique de la Provence à bauxite au Santonien (d'après Jean Nicolas et Michel Lecolle, 1968, modifié). Les matériaux bauxitiques se forment sur les zones hautes de l'« isthme durancien » *et sont déposés dans des dépressions synclinales lors d'une transgression marine.*

Face à ces hypothèses d'allochtonie, une opinion contraire fut émise par **Claude Rousset**, alors assistant au laboratoire de géologie appliquée de la faculté des sciences de Marseille, qui préparait une thèse sur les karsts de Provence sous la direction de Claude Gouvernet. Renouant avec l'hypothèse parautochtone de Denizot, Rousset proposa, dès 1967(a), que l'altération des marnes et des sédiments glauconieux du Crétacé inférieur puisse être considérée comme le point de départ de processus évolutifs conduisant aux terra rossa, aux bauxites et aux minerais de fer du Haut-Var. Pour Rousset, le karst joue un rôle important dans l'évolution des processus de bauxitisation car il intervient dans la précipitation chimique des hydroxydes de fer et d'alumine.

D'autres études, plus ponctuelles, apportèrent une contribution à ce débat sur l'origine de la bauxite provençale. **Simone Caillère** et **Olga Sarc-Lahodny**, du laboratoire

[30] Ces auteurs ont cité de rares fossiles marins (rhynchonelles) dans la bauxite de Mazaugues, mais leur remaniement est probable. Par ailleurs, Jean Philip a montré (1970) que les différents termes du Crétacé supérieur marin recouvrant les gisements de bauxite étaient toujours discordants sur celle-ci et qu'il n'y avait aucun indice de passage continu entre la bauxite et son toit, celui-ci remaniant des éléments déjà lithifiés du minerai.

de minéralogie du Muséum national d'histoire naturelle, analysèrent (1966) la couche argileuse au mur de la bauxite et conclurent que cette argile est un produit de décalcification du substratum immédiat, tandis que le fer et l'alumine seraient allochtones et arriveraient en solution dans le karst. Les variations de pH dans le karst seraient un facteur important pour la genèse du minerai.

André Prone (université de Provence) montra (1980) la présence dans la bauxite de quartz de type granitique et métamorphique auxquels viennent s'ajouter quelques rares quartz automorphes rhyolitiques dans la bauxite d'Ollières et de Pourcieux.

b. L'âge des gisements

Trois conceptions vont s'opposer. La première, développée en 1966 par **Jean-Joseph Blanc** et **Claude Gouvernet**, admit l'âge précoce des gisements de bauxite et envisagea le synchronisme à l'Aptien supérieur et à l'Albien de bassins marins profonds et de rides émergées bauxitifères.

Une deuxième conception (Jean Nicolas, 1968) reprit l'hypothèse de Jacques de Lapparent, de l'hétérochronie des gisements de bauxite, celle-ci étant alors interprétée comme l'équivalent d'un « *véritable poudingue de transgression* » des avancées marines ou lacustres sur le « *bombement durancien* » : la formation des gisements se serait ainsi étalée de l'Albo-Cénomanien au Rognacien.

Pour **Jean Philip** (1968), puis **Jean-Pierre Masse** et Jean Philip (1976), au contraire, les gisements de bauxite provençaux se sont constitués pendant une période plus courte : celle de l'Albien supérieur-Cénomanien inférieur, au cours de laquelle s'est produite l'émersion généralisée du « *bombement durancien* », la mer ne revenant qu'au Cénomanien supérieur dont les dépôts ont scellé une partie des gisements.

c. Le retour à la théorie de l'origine autochtone des bauxites provençales

Le lancement, en 1981, par le CNRS, d'un programme de recherche sur le thème « *Géochimie et métallogénie : transports et accumulation des éléments métalliques* », conduisit à de nouveaux travaux sur la bauxite provençale, qui furent menés conjointement par **Jean-Louis Guendon** (Institut de géographie de l'université de Provence) et **Claude Parron** (laboratoire de géodynamique de l'université Aix-Marseille III).

Lorsqu'ils commencèrent leurs travaux sur la bauxite, ces deux chercheurs avaient déjà une longue expérience des phénomènes d'altération ayant conduit à la formation des ocres du bassin rhodanien et de la région d'Apt, ainsi que des mécanismes minéralogiques et géochimiques présidant à la formation des profils des sols tropicaux actuels. Ils entreprirent une analyse très approfondie des coupes de la bauxite offertes par les carrières du massif des Alpilles et des données de 150 sondages carottés mis à leur disposition par la Société Péchiney.

L'analyse des distributions verticales de faciès, de la minéralogie et de la géochimie les conduisit à montrer que les profils de bauxite « *résultent de transformations ordonnées et constituent des suites évolutives caractéristiques d'une altération supergène autochtone de type ferralitique* […] *comparable à l'évolution des faciès cuirassés des bauxites latéritiques africaines* ». Pour eux, le milieu karstique (avec

ses irrégularités et ses systèmes de drainage) détermine la structure d'ensemble de la formation bauxitique et les différents types de transfert dans les profils ; il y a simultanéité des processus de karstification et de bauxitisation (fig. 60).

Il s'agit bien d'un retour à la théorie de l'origine autochtone de la bauxite de Jacques de Lapparent ou au modèle de la poursuite de la bauxitisation dans des poches karstiques proposé par Antoine Bonte.

Guendon et Parron conduisirent sur les gisements des Alpilles une excursion de spécialistes des altérations du 10 au 12 juillet 1983, suivie d'une publication, en 1985, des principaux résultats de leurs travaux.

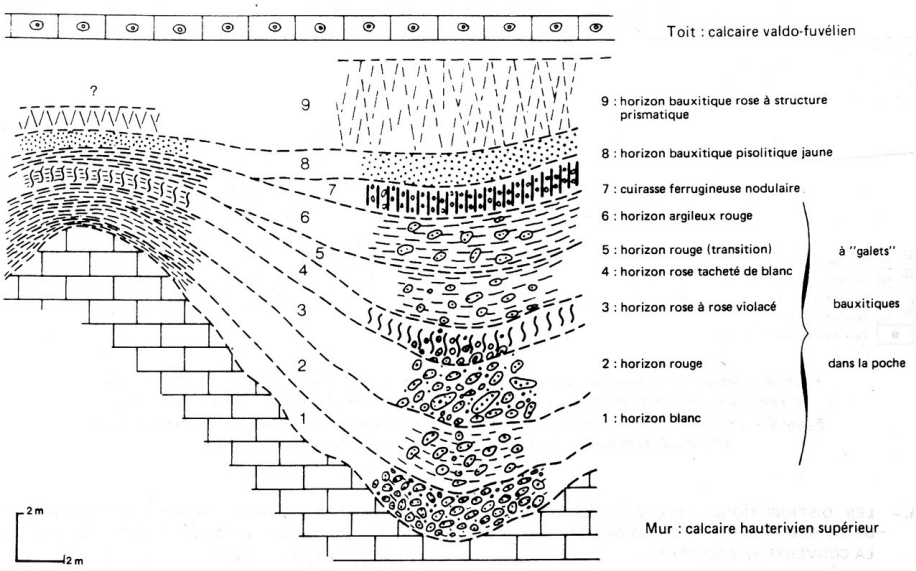


Fig. 60. Coupe d'un gisement de bauxite du massif des Alpilles (d'après Jean-Louis Guendon et Claude Parron, 1985). Noter la différenciation latérale des faciès des horizons bauxitiques, les faciès bréchoïdes étant localisés dans les dépressions de soutirage karstique.

On peut déplorer toutefois qu'aucune étude aussi complète n'ait été conduite sur les gisements du Haut-Var où Jean Nicolas et ses élèves, ainsi qu'Ida Valeton, avaient établi les modèles génétiques de l'allochtonie de la bauxite. Des observations ponctuelles, effectuées par **Médard Thiry** en 2006 sur les gisements de Brignoles et du Cannet, ont conduit cependant cet auteur à penser que les critères sédimentaires utilisés par Nicolas pour démontrer l'origine allochtone de la bauxite, résultent en fait de redistributions internes dues aux soutirages et aux effondrements karstiques.

6. Les sables ocreux d'Apt

Au cours de la période moderne, les sables ocreux de la région d'Apt ont également été un sujet de débat dont les enjeux (origine et âge du dépôt) se sont avérés très comparables à ceux que nous venons d'évoquer pour la bauxite.

a. Origine des sables ocreux

Le débat fut lancé, en 1956, par **Édouard Roch** et son élève **Louise Bertrand-Beauvais** ; les sables d'Apt doivent être considérés, selon eux, « *non comme un sédiment originellement marin, puis oxydé au moment de l'individualisation de l'isthme durancien, mais comme un sédiment hétérogène, comportant une partie éolienne et une partie sableuse déposées en mer* ».

Il est vrai, que l'idée d'une origine autochtone de l'ocre par oxydation de la glauconie sur la bordure septentrionale de l'« *isthme durancien* » prévalait alors en France, idée dont l'un des défenseurs fut Maurice Gignoux dans son traité de *Géologie stratigraphique*.

Roch se posa donc (comme il le fit pour la bauxite) en champion de l'origine allochtone des ocres, en s'inspirant des travaux du pédologue Henri Erhart (1898-1982) et de sa théorie de la biorhexistasie. Il fut rejoint dans son hypothèse par **Jean-Joseph Blanc** et **Guy Périnet** (1963) pour qui, sables et poussières d'ocres « *triés par la déflation* », seraient issus du Massif central et déposés dans un milieu continental de type dunaire.

Une tout autre interprétation va cependant être formulée par **Fernand Tessier** et **Jean-Marie Triat** en 1973. Le premier, élève de Georges Corroy, a exercé pendant de longues années comme professeur à l'université de Dakar. De retour en France, il dirigea le laboratoire de sédimentologie continentale de la faculté des sciences de Saint-Jérôme à Marseille.

Triat, après des travaux de pétrographie sur le granite de Plan-de-la-Tour, effectuait alors des recherches sur le Tertiaire du Comtat Venaissin. Guidé sur le terrain par Jean-Marie Triat, Fernand Tessier retrouva dans les sables ocreux de la région d'Apt l'équivalent des profils d'altération des séries glauconieuses du Paléocène de la falaise de Fresco en Côte-d'Ivoire et de l'Éocène de la vallée du Sénégal. Tessier et Triat en conclurent que « *les ocres d'Apt ne doivent plus être considérés comme un simple dépôt cénomanien, mais comme le produit d'une altération postérieure* ».

Les études qui suivirent la publication de cette note eurent pour but de faire la démonstration sédimentologique et minéralogique de l'origine des sables ocreux par altération des sables glauconieux de l'Albo-Cénomanien. Dans le bassin d'Apt, ces travaux furent menés à bien par Jean-Marie Triat (1979) et **Jean-Louis Guendon** (1981) dans leurs thèses respectives. Pour Triat, « *l'ocrification est une altération kaolinisante des glauconies et des argiles sédimentaires* […] *cette altération kaolinisante est de type ferralitique* ». La superposition des faciès observés sur le terrain correspond à un « *profil d'altération verticale* ».

Mais une « *altération latérale sous couverture* » peut également se développer au sein de niveaux gréso-glauconieux perméables et conduire à une karstification du substratum calcaire (karst urgonien du Coulon dans le bassin d'Apt ; Guendon 1981).

b. Âge des dépôts

En l'absence de fossiles, l'âge du complexe des sables bigarrés et sables blancs de la région d'Apt a été considéré soit comme albo-cénomanien à turonien (c'est l'opinion

que défendit Édouard Roch), soit comme crétacé pour les sables ocreux, et comme éocène inférieur pour les sables blancs plus élevés (Jean Goguel).

Fernand Tessier et Jean-Marie Triat considérèrent pour leur part (1973) que les dépôts sableux sont marins et entièrement d'âge crétacé (Albien à Turonien probable). Ces sables auraient subi une altération latéritisante à la suite de leur émersion qui se serait, selon eux, produite, comme dans le masssif d'Uchaux, dès le Santonien inférieur.

Mais les travaux menés par Claude Parron sur le Crétacé supérieur du Gard, aboutissant à restreindre la phase principale d'ocrification des sables de cette région au Cénomanien moyen, puis ceux de Triat sur le bassin de Mormoiron, conduisirent ce dernier (1979) à attribuer également à ce seul intervalle stratigraphique le phénomène d'ocrification des sables de la région d'Apt.

Bien que plus resserrée, cette fourchette stratigraphique se rapproche ainsi de celle attribuée à la formation de la bauxite provençale par J.-P. Masse et J. Philip (1976). Cette convergence chronologique incita alors aussi bien Triat (1978) que Guendon et Parron (1985) à relier le phénomène d'ocrification des sables de la région d'Apt (et du Gard) à la formation des gisements de bauxite provençaux (fig. 61). Selon ces auteurs, dans la zone axiale du bombement durancien se seraient élaborées les bauxites ; vers le Nord, en se rapprochant du domaine marin, se seraient différenciés les sables ocreux[31].

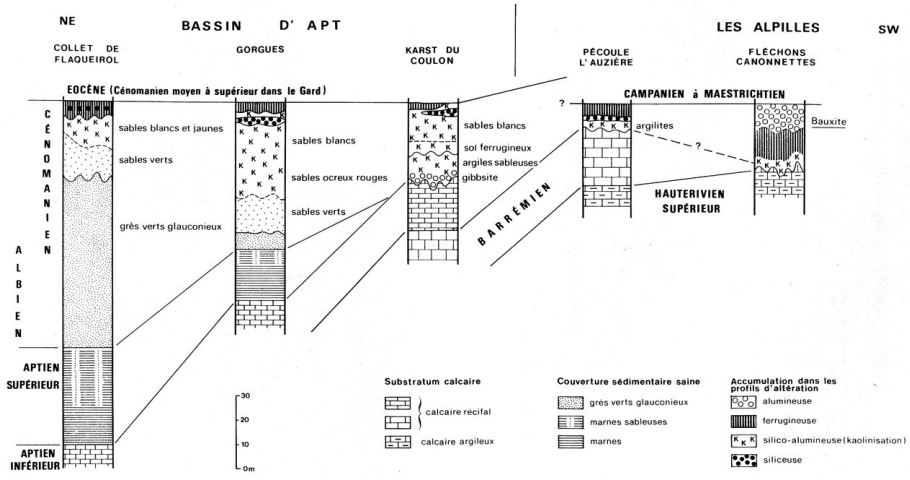


Fig. 61. Corrélation entre les différentes altérites médiocrétacées de Provence (d'après Claude Parron et Jean-Louis Guendon, 1985).

[31] Hypothèse qui semble trouver confirmation dans le fait que des profils bauxitiques reposant sur un mur calcaire d'âge jurassique supérieur et recouverts par un toit de sable marin à microfaunes du Coniacien ont été récemment découverts dans les Grands Causses par Bruxelles *et al*., 1999 (*Comptes Rendus de l'Académie des Sciences,* Paris, 329 [IIa] : 705-712).

7. Crétacé supérieur : de la gouttière marine provençale aux bassins fluvio-lacustres

a. La série marine de Basse-Provence (Cénomanien-Santonien)

Stratigraphie

En Basse-Provence, après l'interruption des années de guerre, les travaux sur la série marine du Crétacé supérieur ne reprirent que dans les années 1950 avec les recherches de **Jean-Joseph Blanc** sur le Turonien du massif du Subeyran.

En 1962, **Suzanne Fabre-Taxy**, alors responsable du laboratoire de géologie historique de la faculté des sciences de Marseille, confia à **Jean Philip** une révision du Crétacé supérieur marin de Basse-Provence, que celui-ci mena à bien (thèse, 1970) en prenant pour fil directeur de son étude les calcaires à rudistes, qui sont particulièrement développés dans tous les étages de la série marine provençale. Il utilisa les biozones de rudistes et de foraminifères benthiques pour subdiviser la série de Basse-Provence et dresser une cartographie détaillée du Crétacé supérieur, en vue de l'établissement des feuilles d'Aubagne-Marseille, La Ciotat, Toulon et Cuers à 1/50 000.

Sur la bordure méridionale du bassin du Beausset, où les terrains du Crétacé supérieur s'agencent d'une manière complexe, il opéra de nombreuses rectifications stratigraphiques, concernant, entre autres, l'âge des calcaires à alvéolines de la vallée de Cimay et du val d'Aren qui avaient fait l'objet, dans les années 1930, d'une discussion à laquelle prirent part **Juliette Pfender**, **Georges Corroy**, **Suzanne Fabre**, **Henri Parent** et **Georges Denizot**.

La controverse sur l'âge des calcaires à alvéolines de Provence

Revenons en arrière, en 1934, avec la publication de Juliette Pfender sur la distribution géographique des couches à alvéolines dans le Cénomanien de Basse-Provence. Un seul gisement provençal fait, selon elle, exception : celui de la Penne-sur-Huveaune (près d'Aubagne) qu'elle attribue, à la suite (1930) de son maître Émile Haug au Turonien supérieur.

En 1937, c'est au tour de Georges Corroy et de Suzanne Fabre de s'intéresser à la distribution stratigraphique des alvéolines sur la bordure méridionale du bassin du Beausset, dans le secteur du val d'Aren. Ils y signalent des calcaires bréchoïdes à alvéolines qu'ils rapportent au Turonien supérieur, du fait de leur superposition aux grès et sables du val d'Aren (d'âge turonien, selon Haug, 1925). Ils en concluent que « *les Alvéolines de Provence sont donc d'excellents fossiles de faciès, dans les formations cénomaniennes et turoniennes* ».

La controverse va se développer au cours de l'année 1938 dans le *Compte Rendu sommaire des séances* et dans le *Bulletin de la Société géologique de France*.

17 janvier : Henri Parent, tout en acceptant l'âge turonien supérieur des niveaux surmontant les grès et sables du val d'Aren, soutient que les calcaires à alvéolines qui s'y trouvent sont des blocs remaniés du Cénomanien.

13 juin : Parent maintient son interprétation sur le val d'Aren, mais indique que dans le val de Cimay, situé à l'Est de Sainte-Anne-d'Évenos, les alvéolines ne sont pas remaniées et se situent dans un niveau calcaire appartenant au Sénonien inférieur !

20 juin : Georges Corroy et Suzanne Fabre se félicitent de ce changement d'opinion de Parent et soulignent une nouvelle fois que les alvéolines sont d'*excellents fossiles de faciès*.

5 décembre : Parent affirme l'existence de trois niveaux à alvéolines (Cénomanien, Turonien supérieur et Coniacien) sur le bord méridional du bassin du Beausset.

Il publie ensuite une synthèse assez confuse de ses observations et réaffirme l'existence des alvéolines dans le Turonien supérieur. Citant l'avis de Manfred Reichel (spécialiste incontesté du groupe), Juliette Pfender souligne toutefois, dans un commentaire à la note de Parent, que le remaniement d'alvéolines cénomaniennes dans le val d'Aren ne peut être exclu.

Dans le même temps, Georges Denizot relève l'erreur stratigraphique d'Émile Haug et de Juliette Pfender à la Penne-sur-Huveaune et rétablit l'âge cénomanien des niveaux à alvéolines de ce secteur, laissant toutefois dans l'incertitude l'âge des gisements de Sainte-Anne-d'Évenos.

La question en resta là jusqu'en 1970 lorsque, grâce notamment à l'étude des rudistes, Jean Philip montra l'âge cénomanien supérieur des calcaires à alvéolines de la vallée de Cimay et du val d'Aren et l'âge cénomanien inférieur des grès et sables sous-jacents à ces calcaires.

Ce travail mit un terme à la discussion sur l'âge des couches à alvéolines de Provence et confirma l'intérêt de ces grands foraminifères dans les corrélations entre les plates-formes carbonatées cénomaniennes de la Téthys.

Outre les rudistes, deux autres groupes ont fait l'objet d'études systématiques et biostratigraphiques approfondies : les foraminifères (G. Tronchetti, 1981), les ostracodes (J.-F. Babinot, 1980). L'image de la Provence comme région type pour la biostratigraphie intégrée du Crétacé supérieur sort renforcée par ces travaux.

C'est ainsi que, lors du colloque international tenu à Bruxelles, en 1995, sur les limites des étages du Crétacé, la célèbre coupe de Cassis a été proposée comme un hypostratotype de la limite Cénomanien-Turonien à la fois en raison de sa situation exceptionnelle à la charnière plate-forme bassin, et de son riche contenu fossilifère (Jean Philip et Christine Airaud-Crumière 1991 ; Patrick Jolet *et al*., 2001). Ces travaux ont été complétés par la stratigraphie isotopique ($\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$) de la coupe de Cassis, effectuée (1998) par **Laurence More**l, sous la direction de Maurice Renard.

Dans le cadre des synthèses sur les bassins ouest-européens initiées par Peter Vail, Pierre-Charles de Graciansky et Thierry Jacquin, a été établie la stratigraphie séquentielle de la plate-forme mixte carbonatée-silicoclastique du Cénomanien et du Turonien de Provence (J. Philip, 1998 ; P. Jolet *et al*., 2001).

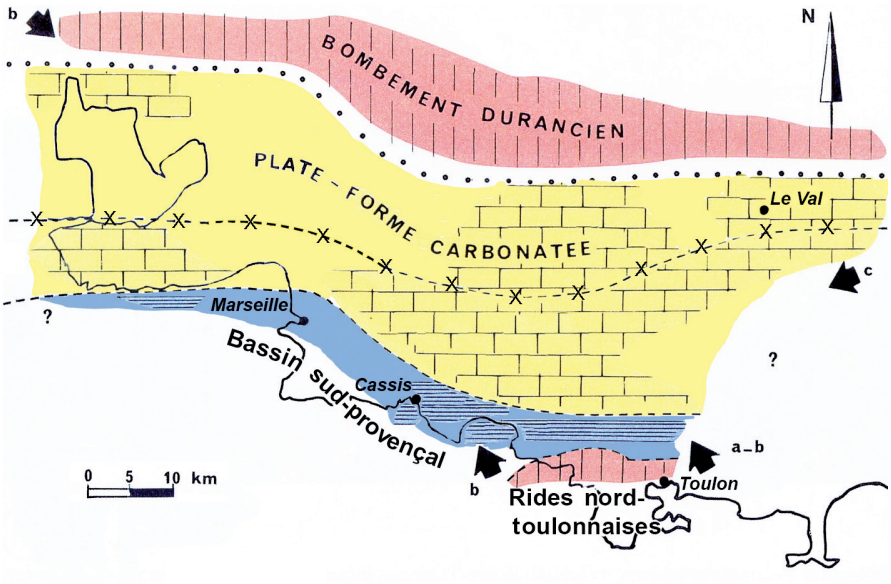


Fig. 62. Figure synthétique inédite résumant l'évolution paléogéographique de la Basse-Provence au Crétacé supérieur (d'après Jean Philip, 1970, fig. 73-75). La ligne en tirets et croix indique l'extension de la plate-forme carbonatée à rudistes au Cénomanien et au Turonien ; celle en points noirs son extension au Coniacien-Santonien. Les décharges détritiques provenant de socles émergés se produisent au Cénomanien inférieur (a), au Turonien supérieur (b), au Santonien (c).

Paléogéographie

Les travaux de Jean Philip ont débouché sur une vision nouvelle de la paléogéographie de la Provence au Crétacé supérieur. Montrant que les limites orientales des terrains du Crétacé supérieur marin sont des limites d'érosion, il substitua à la notion de « *golfe de Basse-Provence* », qui avait cours depuis les travaux de Louis Collot, celle de « *gouttière provençale* », en communication vers l'Ouest avec le sillon pyrénéen, et probablement vers l'Est avec la mer alpine. Il précisa le dispositif paléogéographique du Crétacé supérieur (fig. 62) : au Nord une plate-forme carbonatée à rudistes appuyée sur le « *bombement durancien* », bordée au Sud par un bassin (le « *bassin sud-provençal* »), par l'intermédiaire d'une zone de flexure, siège d'une tectonique synsédimentaire génératrice, au Cénomanien et au Turonien, de brèches et d'olistholites. Le dispositif se complète, dans la région toulonnaise, par un système de rides (fig. 81), marquées par de très importantes lacunes stratigraphiques : près de Saint-Cyr-sur-Mer, le Santonien repose, en effet, transgressivement sur le Muschelkalk (J. Philip, 1967).

Des relations plus générales ont été établies entre les plates-formes calcaires à rudistes du Crétacé supérieur de Provence et celles du Gard et du Vaucluse, puis de Sardaigne occidentale (Jean Philip et Jacques Allemann, 1982) (fig. 63). À certaines périodes (Cénomanien supérieur ; Turonien supérieur ; Coniacien), correspondant à des phases de haut niveau marin, des communications existaient entre ces différents domaines de mer peu profonde et rendaient possibles les échanges de faunes benthiques.

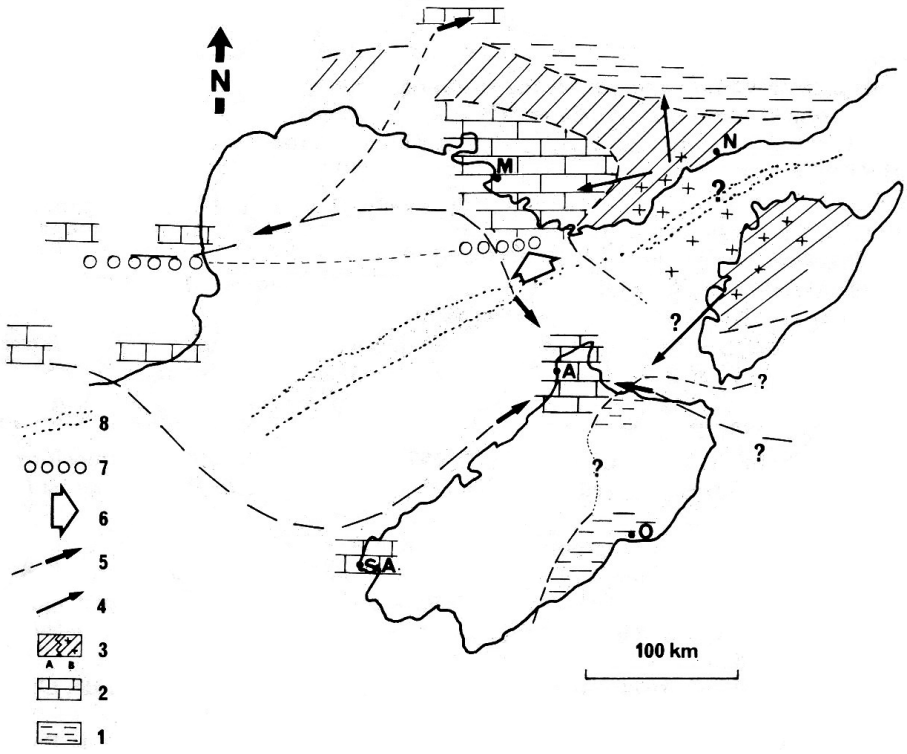


Fig. 63. Reconstitution palinspastique du domaine pyrénéo-provençal et corso-sarde au Sénonien inférieur (d'après Jean Philip et Jacques Allemann, 1982). 1 : zones de bassin ; 2 : plates-formes carbonatées à rudistes ; 3 : terres émergées, A : bombement durancien, B : socle cristallin ; 4 : sens des apports terrigènes ; 5 : sens de migration des faunes récifales ; 6 : sens de la compression pyrénéo-provençale (Éocène supérieur) ; 7 : emplacement du sillon pyrénéo-provençal au Crétacé supérieur. Le bloc corso-sarde est représenté en position antédérive : en petits points (8) les lignes de raccord des deux croûtes continentales.

Paléoenvironnements

La variété des faciès et la richesse paléontologique des assises du Crétacé supérieur de Basse-Provence ont donné lieu à de nombreux travaux de sédimentologie et de paléoécologie.

Jean-Joseph Blanc effectua (1963) des travaux sur les grès et poudingues du Turonien du massif du Subeyran-Canaille en précisant notamment la composition pétrographique des galets. Il décrivit de nombreuses coupes illustrant, selon lui, le caractère peu profond des dépôts détritiques de ce secteur (caractère qui sera remis en question par les études de Marc Floquet et de ses élèves). L'étude sédimentologique et minéralogique de l'ensemble de la série détritique du Crétacé supérieur, effectuée par **Claude Redondo** en 1986, conduisit à définir les zones d'apport et l'évolution d'un massif méridional pourvoyeur de dépôts terrigènes.

Mais ce sont surtout les formations calcaires qui ont fait l'objet de nombreux travaux. Les premiers furent réalisés (1963) par Jean-Joseph Blanc qui compara les faciès à rudistes au coralligène des mers actuelles. S'inspirant des méthodes de bionomie benthique des océanographes, Jean Philip (1970) établit la composition faunique des plates-formes carbonatées et effectua une reconstitution paléoécologique des bioconstructions à rudistes.

En raison de leurs remarquables conditions d'affleurement, les calcaires à rudistes de Provence ont fait l'objet de nombreuses excursions géologiques et d'écoles de terrain (IFP, Total, Elf, Shell etc.).

L'intérêt pétrolier de ces formations a justifié différents travaux ayant pour thème la sédimentologie des bioconstructions et des faciès à rudistes (p. ex. Danièle Grosheny et Jean Philip 1989) puis, récemment, leur modélisation stratigraphique 3D (cf. James Gari, 2008) sous la direction de **Jean Borgomano** (université de Provence).

Les années récentes ont été marquées par l'étude sédimentologique et diagénétique (J. Philip et J. Gari, 2005) des calcaires bioclastiques à échinodermes, algues rouges et bryozoaires (« *Heterozoan carbonates* ») du Sénonien inférieur de Provence et par les travaux de **Marc Floquet** (université de Provence) et de ses élèves sur la sédimentation gravitaire d'âge cénomanien et turonien dans le bassin sud-provençal.

La thèse (2003) de **Jérôme Hennuy** sur la sédimentologie de la série mixte carbonatée-silicoclastique du Turonien-Coniacien de la région de La Ciotat et du Revest a apporté une solide étude de ces phénomènes. Les « *brèches tectogènes* » liées (J. Philip, 1970*),* au jeu d'une flexure entre plate-forme et bassin ont été réinterprétées par Hennuy en termes de mégabrèches et mégaturbidites dans un bassin en transtension. Le contrôle tectonique a suscité par le jeu de séismes les resédimentations carbonatées et silicoclastiques (fig. 64).

Adoptant le concept d'un *bassin sud-provençal* ouvert à l'Est, Hennuy a considéré celui-ci comme « *un diverticule du grand rift pyrénéo-provençal* » connecté à un « *océan valaisan* » *sensu* Gérard Stampfli, 1993. La sédimentation terrigène qui alimente ce bassin ne proviendrait pas d'une vaste entité de socle cristallin (« *Massif pyrénéo-corso-sarde* » des auteurs), mais d'un « *Massif méridional* » de dimensions plus restreintes, véritable horst émergé, dédoublant ce grand rift au Sud.

La démonstration sur le terrain de ces phénomènes de sédimentation gravitaire a été faite (Floquet *et al*., 2005), à l'occasion d'une excursion géologique dirigée par Marc Floquet dans le cadre du 10e Congrès français de sédimentologie, tenu sur la presqu'île de Giens du 7 au 15 octobre 2005.

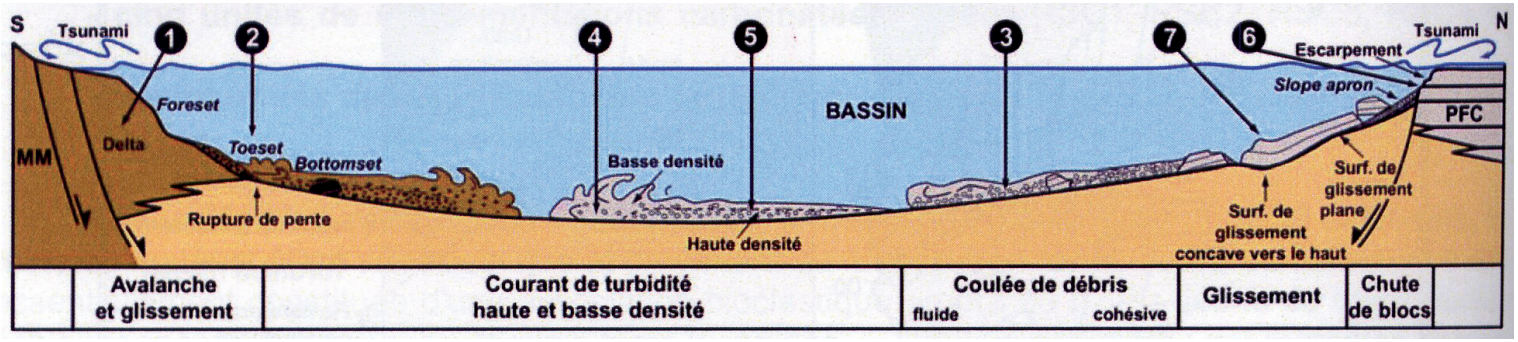


Fig. 64. Reconstitution des phénomènes sédimentaires gravitaires dans le bassin sud-provençal au Turonien supérieur (d'après Marc Floquet et Jérôme Hennuy, 2003). Les écoulements viennent à la fois de la plate-forme carbonatée (PFC) au Nord, et du massif méridional (MM) émergé au Sud.

L'émersion de la Haute-Provence

En Haute-Provence, des précisions furent apportées par **Gérard Thomel** (université de Nice) sur le Crétacé supérieur de la région au Sud-Est de Sisteron (1967) et par **Bernard Le Goc** (IGAL) sur la montagne de Lure (1977).

Pour Le Goc, le domaine Ventoux-Lure a émergé peu à peu au cours du Cénomanien en un mouvement d'exhaussement accommodé par une zone de flexure sensiblement Est-Ouest, au pied de laquelle s'est formée une gouttière fortement subsidente en connexion au Nord avec la fosse vocontienne.

Thomel, quant à lui, souligna le rôle et l'importance de l'axe Maures-Pelvoux dans la région de Digne-Sisteron et sa tendance à l'exhaussement à partir du Crétacé inférieur et jusqu'au Turonien sur l'emplacement actuel de la vallée de la moyenne Durance.

Selon Jean-Marie Triat (1979), la partie occidentale du bassin d'Apt s'est précocement soulevée et a émergé au Cénomanien moyen, conduisant à l'altération continentale des sédiments gréso-glauconieux sous-jacents.

b. La série fluvio-lacustre (Campanien-Maastrichtien)

Les œufs de dinosaures et la biostratigraphie

La paléontologie des œufs de dinosauriens donna l'élan des recherches modernes sur les terrains continentaux du Crétacé supérieur de Provence. Dans les années 1940 et 1950, successivement, **Albert-F. de Lapparent** (Institut catholique de Paris) puis **Raymond Dughi** et **François Sirugue**, du Muséum d'histoire naturelle d'Aix-en-Provence, mentionnèrent l'existence de nombreux gisements d'œufs de dinosaures dans les couches terminales du Crétacé de Provence (étage Rognacien de Villot, voir p. 40) et relancèrent la question de la limite Crétacé-Tertiaire.

Récemment (2001), **Géraldine Garcia** et **Monique Vianey-Liaud** (université de Montpellier), ont utilisé différents critères morphologiques et structuraux pour différencier parmi les différents types de coquilles d'œufs de dinosaures des « *ooespèces* », assimilés à des taxons auxquels est appliquée la nomenclature linnéenne binaire (parataxonomie). Confrontées aux données de la magnétostratigraphie des assises du Crétacé supérieur du bassin de l'Arc, les associations d'ooespèces ont permis d'établir une biozonation du Bégudien et du Rognacien de Provence.

Stratigraphie et Sédimentologie

L'intense exploitation de lignites fuvéliens du bassin de l'Arc durant la seconde moitié du XX^{e} siècle permit aux géologues de tirer parti des excellentes conditions d'observation offertes par les galeries minières et les sondages. La crise pétrolière des années 1970 suscita de nouvelles études sur le secteur minier de Provence qui se concrétisèrent, en 1980, par la publication d'une importante monographie sur le gisement de charbon du bassin de l'Arc. **Jean-Pierre Durand** (université d'Aix-Marseille II), y présenta une reconstitution des paléoenvironnements et de la paléogéographie du lac fuvélien tandis que **Martin Donsimoni**, **Geneviève Farjanel** et **Alain L'Homer**, tous trois du BRGM, entreprirent une étude de détail des microfaciès et de la microflore des assises fuvéliennes.

La ***Synthèse géologique du Sud-Est de la France***, publiée sous la direction de Serge Debrand-Passard (1984), donna à Jean-François Babinot et Jean-Pierre Durand l'occasion de présenter une coupe générale Est-Ouest du bassin fluvio-lacustre de Basse-Provence entre l'étang de Berre et le synclinal du Val (fig. 65).

Isabelle Cojan (École des mines de Paris) découvrit (1989) au milieu de la barre de Rognac l'existence d'une discontinuité avec altération ferralitique d'extension régionale, qu'elle interpréta comme l'indice d'une régression au Maastrichtien supérieur (68 Ma) responsable, selon elle, d'une variation climatique (déduite également des spectres polliniques du calcaire de Rognac). Ce changement climatique semble avoir aussi affecté la biodiversité des œufs de dinosaures (G. Garcia et M. Vianey-Liaud, 2001).

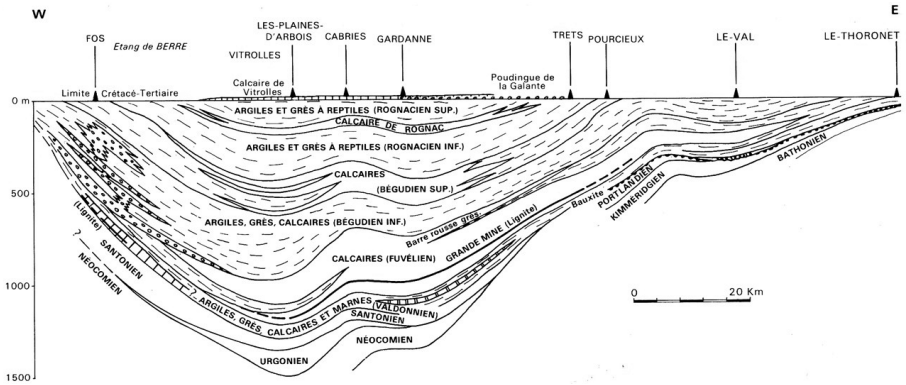


Fig. 65. Le bassin fluvio-lacustre du Crétacé supérieur de Basse-Provence (d'après Jean-François Babinot et Jean-Pierre Durand, 1984).

8. Les étages continentaux et la limite K/T dans le bassin de l'Arc

Rappelons que les étages continentaux de Provence (de bas en haut : Valdonnien-Fuvélien-Bégudien-Rognacien-Vitrollien) avaient fait l'objet des travaux de Philippe Matheron et d'Ernest Villot (voir pp. 34 et 40, ainsi que Annexe 4), et que leurs équivalences stratigraphiques respectives avec les étages marins du Crétacé supérieur et du début du Tertiaire n'étaient pas établies avec certitude.

Les recherches stratigraphiques antérieures à 1970 prenaient toutefois pour base les équivalences proposées par Joseph Répelin en 1936 : étages Valdonnien et Fuvélien mis en équivalence avec le Campanien, Bégudien avec le Maastrichtien et Rognacien avec le Danien. La deuxième édition de la feuille d'Aix-en-Provence à 1/50.000 (1969) fut établie suivant cette nomenclature stratigraphique.

Mais les conclusions (1970) de Jean-Claude Plaziat (université d'Orsay) sur l'équivalence d'âge du Rognacien de la province d'Álava (Espagne) avec le Maastrichtien furent adoptées par les stratigraphes et étendues sans discussion à la région type, la Provence. Ainsi, dès 1972, **Hervé Chatelet** (Marseille) appliqua ce nouveau schéma stratigraphique à la révision du Rognacien de Provence.

Sous l'impulsion du Comité français de Stratigraphie, **Jean-François Babinot** et **Jean-Pierre Durand** révisèrent (1980) les stratotypes du Valdonnien, du Fuvélien, du Bégudien et du Rognacien, dont ils donnèrent des coupes détaillées, en précisant la définition historique et le contenu paléontologique.

S'appuyant sur les propositions de Jean-Claude Plaziat, ils mirent en équivalence le Rognacien stratotypique avec le Maastrichtien supérieur et, par déduction, placèrent le Bégudien dans le Maastrichtien inférieur. Ils recommandèrent l'abandon du terme de Vitrollien (proposé par Matheron pour les « *couches d'argiles rouges* » de Vitrolles) équivalent, selon eux, du Dano-Montien. C'est sur ce nouveau canevas stratigraphique que se sont développées, dès lors, les méthodes modernes de datation et de corrélation des assises continentales du bassin de l'Arc.

La magnétostratigraphie constitua l'une de ces méthodes privilégiées et fit l'objet des travaux de plusieurs chercheurs. Les résultats furent exposés lors d'une table ronde organisée à Digne et à Aix-en-Provence, en octobre 1987, et confrontés aux données historiques des étages locaux, à celles de la paléontologie et de la géochimie.

Michel Westphal (IPG Strasbourg) et Jean-Pierre Durand publièrent (1990) l'étude la plus documentée. La corrélation des polarités obtenues sur la série du bassin de l'Arc avec l'échelle standard des inversions magnétiques (fig. 66) conduisit ces deux auteurs à proposer de placer dans le Santonien l'ensemble du Valdonnien et dans le Campanien, non seulement le Fuvélien, mais également le Bégudien.

Le Rognacien se corrèle au Maastrichtien et la limite K/T se place à quelques mètres sous un niveau repère de poudingues (connu dans le bassin de l'Arc sous le nom de « *Poudingue de la Galante* »), ce qui a l'avantage de coïncider avec les dernières pontes de dinosauriens et avec l'existence d'un épisode calcaréo-argileux rouge riche en minéraux argileux de type interstratifiés, toutefois peu significatif au plan paléoclimatique, selon **Claude Sittler**, de l'université de Strasbourg (1965). Mais cette limite ne correspond pas à « *l'anomalie en iridium* » que mirent en évidence (1987) **Robert Rocchia** (CEA/CNRS, Gif-sur-Yvette) et ses collègues au sommet de la barre de Rognac et que l'on aurait été tenté d'utiliser comme marqueur de la limite K/T dans le bassin de l'Arc.

La question n'est pas tranchée, mais la primauté reste cependant à la magnétostratigraphie dont les résultats ont été confortés par l'étude des isotopes stables du carbone des calcaires pédogénétiques de la série fluvio-lacustre menée, en 2000, par **Isabelle Cojan** et ses collègues. Cette étude mit en effet en évidence une abrupte excursion négative du $\delta^{13}C$, 5 mètres sous la Formation du Calcaire de Vitrolles, ce qui a incité ces auteurs à placer à cet endroit précis la limite K/T dans le bassin de l'Arc.

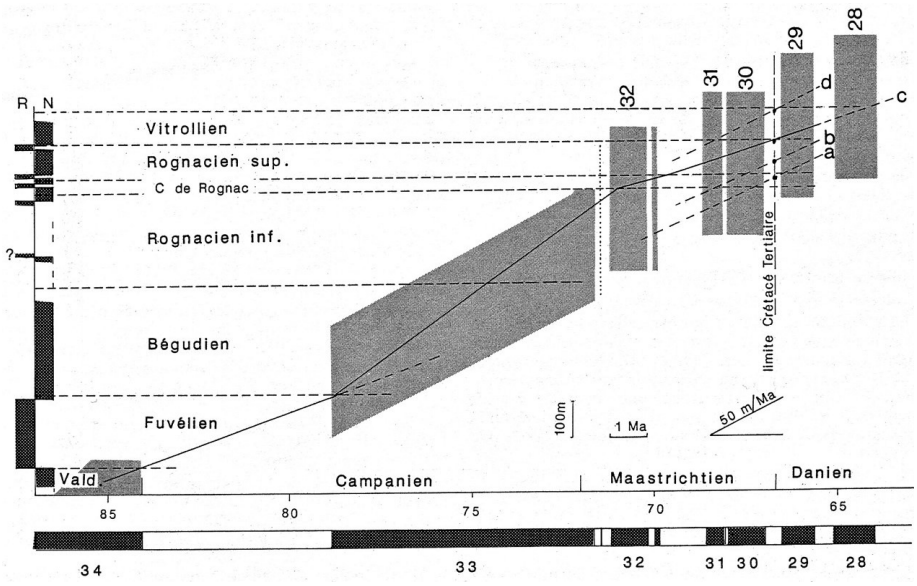


Fig. 66. Corrélations entre l'échelle des inversions paléomagnétiques et une coupe standard du Crétacé supérieur fluvio-lacustre du bassin de l'Arc (d'après Michel Westphal et Jean-Pierre Durand, 1990). La limite K/T est placée dans la période inverse 30-29 et correspond au toit du Rognacien (droite c).

9. Le problème des brèches syntectoniques au passage Crétacé-Tertiaire

L'âge des épandages de brèches intercalées dans les séries continentales du Crétacé supérieur et du Paléocène de Provence a constitué un sujet de discussions en raison de l'importance d'une datation précise des phénomènes tectoniques qui sont à l'origine de ces dépôts.

Rappelons, à ce propos, les travaux de Georges Denizot (1935) et de Léon Lutaud (1957), qui mirent en exergue l'existence de mouvements tectoniques responsables de l'édification des premières ébauches des plis provençaux, suivie de leur profonde érosion, génératrice de dépôts de brèches syntectoniques au pied des reliefs en voie de surrection : interprétation qui sera par la suite généralement admise par tous les auteurs.

Les brèches du bassin de l'Arc tiennent le devant de la scène pour la datation de ces phénomènes tectoniques. Deux ensembles ont été pris en compte : les « *brèches des Cadeneaux* », qui jalonnent le flanc septentrional du rebord chevauchant de la chaîne de la Nerthe et de l'Étoile, et les brèches du flanc méridional de la Sainte-Victoire : « *brèches de Saint-Antonin* » et « *brèches du Tholonet* ».

La première conception, partagée par de nombreux auteurs (G. Corroy, 1957 ; J. Aubouin et G. Mennessier, 1962 ; J.-P. Durand et C. Tempier, 1962 ; J. Chorowicz et R. Ruiz, 1984), considère comme synchrones les brèches des Cadeneaux et celle de Saint-Antonin et leur attribue un âge bégudien ; les brèches du Tholonet ont été, elles, rapportées au Montien-Thanétien.

Cette conception prévaut sur la 2e édition de la feuille d'Aix-en-Provence à 1/50 000, publiée en 1969. Dans le massif de la Sainte-Victoire il existe ainsi deux épisodes importants de brèches que certains auteurs (comme Georges Corroy et ses élèves) n'hésitèrent pas à rattacher à deux phases tectoniques distinctes. La présence de *Microcodium* dans les brèches de Saint-Antonin, tout d'abord reconnue par **Paul Demangeon**, fut ensuite étendue à l'ensemble du dispositif des systèmes de brèches de la Sainte-Victoire et des autres synclinaux de la Basse-Provence par **Jean-Pierre Durand** (1962).

Mais cette idée d'un diachronisme des brèches ne fut pas partagée par **Fernand Touraine*** (1902-1980), alors professeur de sciences naturelles à l'École normale d'instituteurs d'Aix-en-Provence, passionné de géologie qui, prenant pour terrain de démonstration la Sainte-Victoire, plaida (1964) pour un seul grand épandage de brèches au Montien, dont on trouverait des échos dans d'autres synclinaux (Les Baux, Rians, Salernes) témoignage, selon lui, d'une phase tectonique importante « *à la limite précise du Crétacé et de l'Eocène* ».

La conception de Touraine ne fut toutefois pas retenue et les travaux les plus récents (Sophie Leleu, 2005) accréditent la distinction de deux épisodes de brèches mises en place, successivement, dans l'intervalle Bégudien-Rognacien inférieur, puis Rognacien supérieur-Vitrollien (Danien).

Dans le synclinal de Rians, toutefois, **Jacques Angelier*** (1947-2010), maintint (1974) l'existence d'une seule phase tectonique (au début de l'Éocène) contrôlant la genèse des brèches à *Microcodium* qui se développent sur le flanc méridional de la structure.

Autre sujet de débat, les brèches syntectoniques du massif de la Sainte-Baume, que **Gérard Guieu** (1968) attribua au Bégudien et dont il montra la parautochtonie sous le charriage de l'unité de Roqueforcade.

Toutefois, l'étude de la série continentale argilo-gréseuse sous-jacente à ces brèches montre (**Jean Philip**, carte Marseille-Aubagne, 3e édition, notice déposée en 2008) que cette série renferme une association d'ooespèces (détermination Géraldine Garcia) caractéristique du Rognacien supérieur. Ces brèches occupent, de ce fait, la même place stratigraphique que *les* « *brèches du Tholonet* » du massif de la Sainte-Victoire. Cette observation incite par conséquent à rajeunir la première ébauche du pli de la Sainte-Baume et son démantèlement.

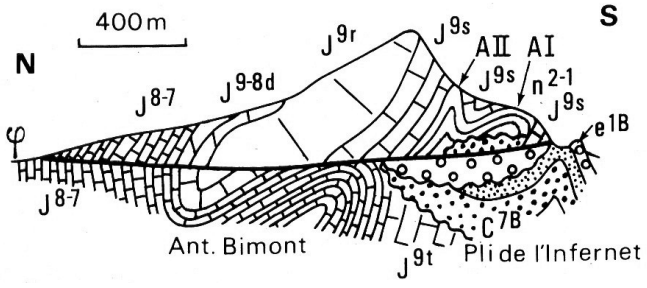


Fig. 67. Structure du versant sud du massif de la Sainte-Victoire (d'après Claude Tempier et Jean-Pierre Durand, 1981). Noter la discordance des brèches bégudo-rognaciennes (C^{7B}) sur l'anticlinal de Bimont et le chevauchement de la haute chaîne sur les brèches dano-montiennes (e^{1B}).

Les mécanismes responsables de la mise en place des brèches syntectoniques au passage Crétacé supérieur-Paléocène ont été attribués à une phase de compression échelonnée dans le temps et génératrice de discordances angulaires successives.

C'est ainsi que **Jean Chorowicz** et **Rigoberto Ruiz** décrivirent (1984), une discordance dans le massif de la Sainte-Victoire, entre les brèches dano-montiennes et les brèches bégudo-rognaciennes plissées et faillées.

Selon Claude Tempier et Jean-Pierre Durand (1981), les brèches bégudiennes du flanc méridional de la Sainte-Victoire sont discordantes sur des plis de direction NW-SE formés lors d'une phase « *anté-maastrichtienne* » (fig. 67).

Pour **Sophie Leleu** (université de Strasbourg) qui a effectué récemment (2005) une étude extrêmement détaillée des brèches de la Sainte-Victoire, un contexte compressif générateur d'ébauches plissées est à l'origine des épandages. Les brèches sont considérées comme des « *cônes alluviaux* », dont Sophie Leleu a reconstitué très précisément la morphologie et la dynamique de dépôt, en fonction du contexte climato-tectonique de la Sainte-Victoire au passage Crétacé-Tertiaire.

Les cônes alluviaux se sont formés pendant l'exhaussement des reliefs sous l'effet d'une compression qui débuta au Bégudien et se poursuivit de manière continue jusqu'au Paléocène moyen. Selon l'auteur, les deux systèmes de brèches ne sont pas le témoignage de deux phases tectoniques, mais d'un phénomène de migration vers le Nord de la déformation du massif.

10. Paléogène : la genèse des grands bassins continentaux

a. Paléocène-Éocène

Basse-Provence

À l'instar du Crétacé supérieur, la paléontologie (ici, les découvertes de coquilles d'œufs d'oiseaux) servit de ferment à la révision de la série Paléocène-Eocène de Basse- Provence.

Ces découvertes débutèrent sur fond de polémique. En 1959, **Raymond Dughi** et **François Sirugue** signalèrent la présence, dans l'Éocène du synclinal de Rians et dans celui de l'Arc, de fragments de coquilles d'œufs qu'ils rapprochèrent des œufs des ratites (oiseaux coureurs).

Responsable de ces découvertes dans le bassin de l'Arc, et sans doute mécontent de ne pas avoir été associé à cette publication, **Fernand Touraine** se tourna vers la faculté des sciences de Marseille et entama une collaboration avec **Georges Corroy** et **Suzanne Fabre-Taxy**, dont il rechercha l'appui scientifique.

Suivit une publication très détaillée (1960) dans laquelle Touraine précisa l'emplacement des gisements éocènes du bassin de l'Arc et des synclinaux varois et décrivit la morphologie et la structure des œufs d'oiseaux de l'Éocène inférieur de Provence.

Utilisant ces données, Corroy et Touraine révisèrent, en 1961, la stratigraphie des formations éocènes du bassin de l'Arc, jadis établie par Louis Collot.

Entra alors en scène l'abbé **Roger Rey** (1912-1978), chercheur au CNRS (Rennes), spécialiste des gastéropodes continentaux des terrains tertiaires. Sa révision (1962) des faunes des assises de l'Éocène du plateau du Cengle aboutit aux mêmes conclusions que Corroy et Touraine sur les équivalences principales. Il attribua ainsi au Sparnacien les « *marnes à œufs d'oiseaux* » du Cengle qui étaient considérées, depuis Gaston Vasseur, comme thanétiennes. Dans la 2e édition de la feuille d'Aix-en-Provence à 1/50 000, cet âge sera étendu au calcaire de Saint-Marc sous-jacent aux marnes.

Ce n'est que bien des années plus tard que seront révisées les faunes de mammifères du célèbre gisement éocène inférieur de Palette, proche d'Aix-en-Provence (Marc Godinot *et al*., 1987), attribué au niveau-repère de Dormaal (Sparnacien inférieur).

Les recherches à caractère sédimentologique et minéralogique sur les assises continentales du Paléocène et de l'Éocène de Basse-Provence concernèrent tout d'abord l'analyse des minéraux argileux avec pour perspective une reconstitution des milieux de dépôt et des paléoclimats. On retient, à ce titre, les travaux (1965) de **Claude Sittler** (université de Strasbourg) et ceux (1974) de **Jean-Pierre Durand** et de ses collègues (université d'Aix-Marseille II) sur les cortèges de minéraux argileux du Paléocène du bassin de l'Arc.

Les dépôts continentaux du Vitrollien (Danien) du bassin de l'Arc et du synclinal de Rians ont été, par la suite, l'objet de travaux de sédimentologie très approfondis sous la direction d'**Isabelle Cojan** qui conclurent (J. Colson et I. Cojan, 1996) à l'existence en Provence, à cette époque, d'un climat semi-aride favorisant le dépôt de calcaires palustres, de paléosols carbonatés et de dolocrètes phréatiques.

Haute-Provence

En 1967, en prévision de l'ouverture d'un chantier de fouilles pour réexploiter le célèbre gisement ludien de la Débruge-Sainte Radegonde près d'Apt, **Georges Truc** et **Gérard Demarcq** (université de Lyon) exécutèrent une coupe très détaillée du site et précisèrent la position et l'extension de la lentille ligniteuse ossifère sous les calcaires à Cyrènes du bassin d'Apt, aujourd'hui rapportés au Ludien.

Les sables glauconieux du Ludien du bassin d'Apt attirèrent l'attention des géologues en raison de leur position particulière, à la partie inférieure d'une série continentale. Pour **Édouard Roch** (1971), la présence de cette glauconie démontrait l'existence d'une incursion marine au sein de la sédimentation continentale du Ludien. Mais **Jean-Marie Triat**, **Gilles S. Odin** et **Johannes C. Hunziker** démontreront (1976) que cette glauconie, provenant d'un arrière-pays crétacé en voie d'érosion, a été remaniée en milieu continental.

Des dépôts d'âge lutétien riches en *Microcodium* ont été décrits (1972) dans le fossé de Murs par **Jean-Pierre Masse**, Jean-Marie Triat et Georges Truc ; ces auteurs observèrent, en outre, que de nombreuses surfaces cariées par les *Microcodium* affectent le Crétacé de la partie occidentale des monts de Vaucluse, ce qui semble donc indiquer que « *l'extension de l'Eocène dans tout ce secteur a été beaucoup plus importante qu'on ne le croyait* ».

En 1987, **François Roulin** (université de Lyon) montra que la série éocène du bassin d'Apt est constituée d'une alternance de dépôts détritiques continentaux

et d'encroûtements (silcrètes avec smectites puis calcrètes à palygorskites), cet enchaînement traduisant, aux yeux de l'auteur, un changement du climat au cours de cette période depuis le tropical humide jusqu'au semi-aride.

b. Oligocène

Le Bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier

L'intérêt minier avait suscité, dès la fin du XIX^{e} siècle, et jusqu'au milieu du XX^{e} siècle, de nombreux travaux sur l'Oligocène du bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier.

Les recherches d'hydrocarbures, menées vers 1958, se révélèrent décevantes, mais mirent en évidence la présence de sel gemme dans le cœur anticlinal du Luberon de Manosque. Par la suite, des travaux furent effectués dans cette structure salifère pour le stockage souterrain d'hydrocarbures. Les nombreux forages et les explorations de surface qui furent réalisés à l'occasion de ces recherches appliquées contribuèrent largement au renouveau de la connaissance géologique du bassin oligocène.

Stratigraphie

Après les travaux de Maurice Gignoux et Léon Moret, puis de Jean Goguel, une synthèse stratigraphique de l'Oligocène fut publiée en 1962 par **Jean-Paul Destombes** (BRGM). L'auteur s'attacha à une description très détaillée des assises qui composent la série oligocène et à leurs variations latérales dans l'ensemble du bassin, étayée par une cartographie à 1/20 000 de l'anticlinal du Luberon de Manosque.

Grâce aux ostracodes et aux comparaisons faites avec les bassins oligocènes d'Autriche, d'Allemagne et de Suisse, la première subdivision chronostratigraphique (en Rupélien et Chattien) de l'Oligocène de Manosque-Forcalquier fut établie (1968) par **Vespasian Apostolescu** (Institut français du Pétrole), qui distingua six biozones d'ostracodes. En outre, Apostolescu reconstitua les conditions paléoenvironnementales (climat, paléosalinité) des différents dépôts.

L'étude de micromammifères et des mollusques découverts dans le synclinal d'Apt conduisit **Marguerite Hugueney** et ses collègues de l'université de Lyon à établir (1971) une chronologie des formations de l'Oligocène du bassin d'Apt et de Forcalquier, complétée par les travaux de Marguerite Hugueney et **Georges Truc** qui précisèrent (1976) que le « *Calcaire de Reillanne* », dernier dépôt oligocène connu dans le bassin de Manosque–Forcalquier, est caractérisé par une association de vertébrés de la biozone de Coderet (Oligocène terminal) et qu'il est surmonté directement par le Burdigalien. Par la suite, d'autres découvertes de gisements de mammifères, précisant la chronologie de la série oligocène, ont été faites dans la région de Forcalquier par **Jean-Louis Ducreux** *et al*., de l'université de Lyon (1985) et aux environs de Céreste (N. Schmidt-Kittler et G. Storch, 1985).

Dans les années 1970, la cartographie du bassin de Manosque-Forcalquier fut reprise entièrement par Yvonne Gubler (Institut français du Pétrole) et Patrick Gigot (université de Caen) avec, pour base biostratigraphique, la zonation par ostracodes établie par Apostolescu.

De ce travail de cartographie résultèrent d'importantes modifications des âges et des corrélations stratigraphiques des séries de Manosque-Forcalquier avec celles de la

région d'Apt, qui furent présentées par Yvonne Gubler et ses collègues, lors d'une excursion géologique dans le bassin de Manosque-Forcalquier à l'occasion du IX^{e} Congrès international de Sédimentologie tenu à Nice en 1975.

La fosse de Manosque

La genèse et l'évolution du bassin oligocène et l'individualisation de la fosse de Manosque ont fait l'objet de différentes approches. Jean Goguel fut le premier (1932) à avoir souligné l'existence d'une puissante série oligocène dans le bassin de Manosque (cf. fig. 32) et à employer le terme de fosse : « *une région qui a dû s'approfondir progressivement, comme un petit géosynclinal* ».

Selon Jean-Paul Destombes (1962), le bassin de Manosque-Forcalquier peut être comparé aux bassins paraliques du Carbonifère du bassin franco-belge. Le schéma tectonique : orogenèse-subsidence-dépôts houillers s'applique ici à une plus petite dimension et la fosse de Manosque est « *adjacente à une chaîne à son début de développement orogénique* ». C'est au Stampien que le bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier prit, selon Destombes, son unité : « *la fosse de Manosque s'individualise, peu "profonde" à l'W, très "profonde" au centre et entièrement détritique à l'E. Des gauchissements paraissent débuter au Stampien moyen et les bordures du bassin commencent à se relever* ».

Les conditions de milieu qui conduisirent à la formation des matières utiles (gypse, soufre, lignites, schistes bitumineux, sel gemme) ont été, selon Destombes, celles d'un bassin au caractère réducteur et légèrement saumâtre, qui favorisa les réductions bactériennes. Il est impossible, selon Destombes, « *de ne pas imaginer ici une réalimentation rythmique en eaux marines jusqu'à l'Aquitanien* ».

Pour Vespasian Apostolescu (1968), la salinité dans le bassin oligocène de Manosque est restée dans la catégorie de 3 à 10 ‰ et cette région aurait été en communication quasi permanente avec la mer. C'est aussi l'opinion de **Roger Anglada** (université de Provence) et de **Georges Truc** (université de Lyon) qui observèrent (1969) la présence de nombreux foraminifères (Buliminidés, milioles, *Discorbis*, *Textularia*, etc.) dans l'Oligocène inférieur de la région d'Apt, ce qui les conduisit à supposer « *une pollution marine épisodique* » des plans d'eau de l'Oligocène inférieur.

Le sel gemme a été reconnu pour la première fois, en 1958, par le sondage pétrolier de Manosque et son âge a été d'abord discuté (Trias ou Oligocène ?). Mais ses conditions de gisement (mur sannoisien et toit anhydritique), qui plaident à l'encontre de sa migration, puis la découverte de pollens d'âge tertiaire, ont conduit à lui attribuer un âge oligocène inférieur, voire éocène supérieur. Pour Destombes (1962), l'accumulation de sel gemme se serait effectuée dans une fosse subsidente précoce, prélude à celle, plus étendue, de Manosque.

Cette conclusion a été partagée par P. Gigot *et al*. (1977), qui ont comparé les conditions de dépôt du sel de Manosque avec celles qui existent aujourd'hui dans le bassin peu profond du graben actif de la mer Morte. Ils ont été ainsi conduits à rechercher l'origine des saumures de Manosque, non dans des venues marines, mais « *dans le drainage souterrain de nappes au contact de sels triasiques, hypothèse pleinement en accord avec le cadre tectonique général* ».

Le Bassin d'Aix

La biostratigraphie des assises de l'Oligocène du bassin d'Aix a été élaborée grâce aux gastéropodes (étudiés, d'abord par Roger Rey, puis par **Denise Nury** dans leurs thèses respectives), mais surtout par les restes de mammifères mis au jour, parfois fortuitement, qui ont autorisé des corrélations avec les biozones repères continentales.

Ainsi, un gisement découvert à Venelles, dans la Formation du gypse d'Aix a permis aux paléontologues de Montpellier (Jean-Pierre Aguilar *et al.,* 1978) d'attribuer un âge chattien terminal (biozone de Coderet) à cette Formation.

La synthèse stratigraphique du bassin d'Aix et de Pertuis a été effectuée par Denise Nury (professeur à l'École normale d'instituteurs d'Aix-en-Provence) dans sa thèse (1988), en s'appuyant sur des données biostratigraphiques, sédimentologiques et cartographiques. Des corrélations ont été établies avec les séries du bassin de Marseille et de la Nerthe et avec celles du Haut-Var. Denise Nury a analysé de manière plus particulière les relations de la Formation du gypse d'Aix avec les séries littorales du Chattien terminal de la Nerthe (Carry-le-Rouet).

Selon l'auteur, l'aire sédimentaire aixoise ne s'individualisa pleinement qu'à l'Oligocène supérieur, lorsque fonctionna la faille d'Aix, génératrice du dépôt de brèches, qui limite le bassin à l'Est.

Le milieu de dépôt du gypse d'Aix a fait, toutefois, l'objet de discussions. Denise Nury a considéré (1968), que la faune de gastéropodes et de poissons associée au gypse est caractéristique d'un milieu de lagune en relation avec la mer. La présence dans le sable des Figons (localité proche d'Aix-en-Provence) de minéraux lourds alpins (glaucophane) constitue, pour elle, un argument pour envisager une relation de cette lagune vers la mer alpine. Cette interprétation a été appuyée par **J.-P. Aguilar** et ses collègues (1978) : la série du gypse d'Aix appartient, selon eux, à un cycle marin, et le gypse se serait formé lors des transgressions marines en Provence.

Denise Nury a étayé (1988) son argumentation en corrélant le gypse d'Aix avec les premiers niveaux marins peu profonds et récifaux de la série de Carry-le-Rouet, subordonnés à l'Aquitanien stratotypique et attribués au Chattien terminal (voir, p.175, le problème de la limite Oligocène-Miocène).

Des incursions marines en provenance du bassin de Méditerranée occidentale, *via* un seuil à travers la chaîne de la Nerthe, seraient à l'origine du dépôt des calcaires, laminites et marnes à gypse dans la lagune oligocène aixoise et de la présence d'organismes (foraminifères, poissons, gastéropodes, coelentérés siphonophores, etc.) attestant du caractère au moins saumâtre, sinon marin, de certains niveaux (Denise Nury et Bernard Thomassin, 1994).

Une interprétation plus nuancée a été toutefois présentée par **Jean-Charles Fontes**, **Jean Gaudant** et **Georges Truc** en 1980. Pour ces auteurs, les organismes présents dans la Formation du gypse d'Aix (surtout mollusques et poissons) indiquent des conditions de milieu d'eaux saumâtres continentales, à salure variable, relativement proches du littoral marin.

Le point de désaccord le plus important concerne cependant l'origine du gypse, les données de la géochimie isotopique montrant, en effet, selon Fontes, « *l'origine*

permo-triasique du gypse qui a cristallisé dans un bassin alimenté essentiellement par des nappes aquifères ».

La controverse sur la présence d'Oligocène au sommet du Plateau du Cengle

Une vigoureuse controverse opposa **Fernand Touraine** et **Monique Castel** (université de Montpellier, élève de Louis Grambast) sur l'âge de la barre calcaire sommitale (« *Calcaire de Langesse* ») du plateau du Cengle.

Pour Touraine (1966), le sommet du plateau du Cengle n'est pas formé d'Éocène mais d'Oligocène, transgressif, reposant en légère discordance angulaire sur le Sparnacien. L'argumentation de Fernand Touraine repose sur la détermination, dans le secteur de Saint-Antonin, d'une faunule de gastéropodes, déterminée par Roger Rey, caractéristique de « *l'horizon à Striatelles* », d'âge rupélien. Cette correction stratigraphique a des répercussions paléogéographiques évidentes, car elle implique : d'une part le prolongement vers l'Est du bassin oligocène d'Aix-en-Provence et son éventuelle relation avec le bassin de Saint-Zacharie et, de surcroît, le rajeunissement de la phase de plissement de la Sainte-Victoire, dont les derniers mouvements seraient ainsi post-oligocènes.

Cette interprétation fut contestée en 1969 par Monique Castel sur la base de la détermination de charophytes dans des marnes immédiatement sous-jacentes à la barre sommitale du Cengle et dont les espèces indiquent « *un âge éocène inférieur plus particulièrement sparnacien* ».

Aux nombreux charophytes sont associés des fossiles remaniés, dont des coquilles d'œufs de reptiles et d'oiseaux. Monique Castel ne contesta cependant pas l'existence d'une faune de gastéropodes oligocènes dans les marnes de Saint-Antonin mais nota, qu'en ce lieu, les marnes à gastéropodes ne sont pas recouvertes par la barre supérieure du Cengle. La question se pose alors de l'existence à peu de distance (3 km), et en apparente continuation, de marnes oligocènes dans la partie septentrionale du plateau du Cengle et de marnes sparnaciennes dans sa partie méridionale !

Répondant habilement à cette contestation (1970), Touraine ne mit pas en doute les déterminations de charophytes de Monique Castel mais souligna que le remaniement qu'elle constatait pour certains fossiles pouvait également s'appliquer aux charophytes. Il maintint, dès lors, l'existence d'Oligocène au sommet du plateau du Cengle.

La réponse de Monique Castel (devenue entre-temps Monique Feist-Castel) vint quelques années plus tard (1975), après une étude plus large de la répartition des charophytes dans l'Éocène du bassin de l'Arc et après un réexamen par **Georges Truc** des gastéropodes des gisements du Cengle, concluant au caractère aussi bien éocène qu'oligocène des formes en présence. Cet avis conforta Monique Feist-Castel dans son attribution au Paléocène du sommet du Cengle.

Dans une ultime note publiée en 1975, Fernand Touraine confirma la présence de gastéropodes oligocènes dans les assises du sommet du Cengle, associés à des fossiles éocènes remaniés. Il y ajouta la présence de foraminifères, ainsi que l'existence de faciès à gypse, attestant, selon lui, « *les caractères marins de ces couches sommitales, identiques à ceux des formations semblables du Stampien nord-varois* ».

Dans le cadre de sa thèse publiée en 1988, Denise Nury ne réétudia pas les couches controversées du Cengle mais adopta l'interprétation de Touraine, comparant la faune de gastéropodes citée par ce dernier à celle du Calcaire à bithynies de Montmeyan (Haut-Var) auquel fut attribué un âge stampien supérieur.

L'interprétation de Touraine n'a cependant pas été retenue sur la 2e édition de la feuille d'Aix-en-Provence à 1/50 000, la barre sommitale (« *Calcaire de Langesse* ») du Cengle restant, suivant la conception classique, dans le Lutétien (partie inférieure)[32].

Le Bassin de Marseille

Stratigraphie

Une synthèse bio-lithostratigraphique de l'Oligocène du Bassin de Marseille a été présentée en 1988 par **Denise Nury** dans sa thèse. Le schéma stratigraphique établi par Charles Depéret en 1889 (voir p. 77), et sur lequel s'appuyèrent les levés de carte de la 2e édition de la feuille Aubagne-Marseille à 1/50 000, est modifié. Denise Nury découpe, en effet, en 11 formations les quatre subdivisions fondamentales établies par Depéret pour l'ensemble du bassin et qui sont de bas en haut : Lignites de Gémenos - Calcaires de l'Estaque - Argiles de Saint-Henri/Saint-André - Poudingues de Marseille.

Ces quatre subdivisions gardent toutefois tout leur intérêt stratigraphique et cartographique. Des variations de faciès existent, certes, au sein de celles-ci, mais elles n'ont pas, semble-t-il, valeur de formations stratigraphiques.

Les corrélations entre les séries du Bassin de Marseille et celles du Bassin d'Aix ont été acquises après bien des discussions, auxquelles participèrent Denise Nury, Georges Truc, Marguerite Hugueney, Roger Rey, etc. Dans sa thèse, Denise Nury a adopté le point de vue défendu par **M. Hugueney** et **G. Truc** (1976) proposant une équivalence stratigraphique entre les argiles de Saint-Henri (Bassin de Marseille) et les argiles des Milles (Bassin d'Aix) : un seul et même épandage limoneux recouvrant donc de manière concomitante les deux bassins, alors en connexion.

Paléogéographie et Paléoenvironnements

Les étapes de l'évolution de la sédimentation et des milieux de dépôts du Bassin de Marseille à l'Oligocène ont été reconstituées par **Denise Nury** dans diverses publications et illustrées par des cartes paléogéographiques. Le modèle retenu (2000) consiste à proposer, pour toute l'histoire sédimentaire du bassin, un passage latéral entre les faciès de bordure (calcaires lacustres à intercalations bréchiques) et ceux du centre du bassin (formations fluviatiles : grès, argiles, poudingues) (fig. 68), dans un contexte tectonique distensif. Les apports détritiques seraient nourris par l'érosion du continent corso-sarde encore émergé au Sud du Bassin de Marseille et drainés longitudinalement dans l'axe de ce dernier. Des témoins de ces nappes alluviales seraient conservés dans les bassins d'Ollioules et de Bandol près de Toulon.

[32] Le problème de l'âge des couches sommitales du Cengle reste donc encore posé en 2012, 37 ans après la dernière publication de Fernand Touraine sur le sujet. Sa solution passerait par de nouvelles découvertes de fossiles, autres que les charophytes, sachant que, malheureusement, Fernand Touraine n'a pas déposé dans une collection publique les spécimens de gastéropodes qu'il a cités en provenance de ce secteur.

Le remplissage du Bassin de Marseille se serait effectué en trois cycles tectono-sédimentaires se succédant dans le temps, chacun étant marqué par une phase de dépôt (concomitante d'une intense activité extensive) et une phase d'arrêt de sédimentation (extension ralentie ou nulle).

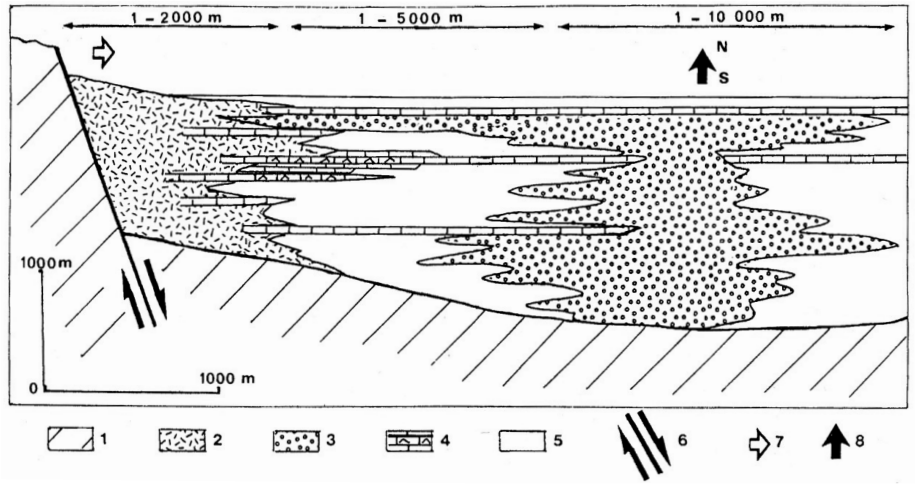


Fig. 68. Modèle de dépôts des séries oligocènes du Bassin de Marseille (d'après Denise Nury, 2000). 1 : Substratum mésozoïque ; 2 : brèches et mégabrèches ; 3 : poudingues fluviatiles ; 4 : calcaires lacustres et gypses ; 5 : argiles et grès ; 6 : failles normales ; 7 : sens de transport des brèches de bordure ; 8 : sens de transport Sud-Nord des dépôts fluviatiles. Dans cette reconstitution, l'auteur admet un passage latéral entre les brèches de bordure, les calcaires lacustres et les dépôts détritiques transitant dans le bassin. La subsidence est entretenue par le jeu distensif d'accidents bordiers de direction N20° à N160°.

Ces trois cycles ont été utilisés comme calendrier de l'évolution tectonique du bassin (Jean-Claude Hippolyte *et al*., 1991). Ce modèle dynamique de dépôt souffre cependant de données stratigraphiques insuffisamment étayées et parfois en contradiction avec les données de terrain. **Gérard Guieu** avait en effet souligné (1975) que les brèches synsédimentaires, marqueurs d'une instabilité tectonique des bordures, ne se manifestent que lors de la première phase de remplissage du bassin (« *Calcaires de l'Estaque* »). L'arrivée massive de sédiments détritiques dans le bassin (argiles et poudingues de Marseille) interrompt, en effet, la sédimentation lacustre carbonatée et ne s'accompagne pas de dépôts bréchiques sur les bordures du bassin.

Les minéraux argileux de la série oligocène ont été analysés **par Claude Sittler** (thèse, 1965) : l'illite est le minéral détritique dominant ; la kaolinite est pratiquement absente car les altérations n'étaient pas suffisamment prolongées pour donner naissance à cette phyllite. Les recherches palynologiques ou floristiques dans les niveaux argileux ont bénéficié des travaux de percement des galeries du métro de Marseille. Les spectres polliniques ainsi établis par **Jean-Jacques Châteauneuf** (1995) retracent l'évolution du climat au cours des temps oligocènes et mettent en évidence une période de sécheresse très nette à la base du Chattien.

Les conditions paléoenvironnementales de la formation des laminites à gypse et à soufre de l'Oligocène des Camoins (près de Marseille) ont été reconstituées par **Claude Rousset**, **Vincent A. Jacq** et **Nicolas Magnan** (1996), qui ont mis en évidence le rôle majeur des bactéries dans le piégeage des amas soufrés.

11. La controverse sur l'âge des sables bleutés du Haut-Var

Le scénario de ce « drame » débuta dans les années 1930. Un heureux hasard permit à **Albert-F. de Lapparent** de découvrir dans le fossé de Bauduen (Var) une hémimandibule droite de rongeur dans un banc de calcaire à bithynies intercalé « *vers le sommet de dépôts continentaux constitués par des argiles micacées rouge vif et des sables feldspathiques bleutés* ».

La mandibule fut confiée à **Pierre Teilhard de Chardin** qui l'attribua (Teilhard de Chardin et Lapparent, 1933) au genre *Paramys*, forme proche du *Paramys lemoinei*. Le genre *Paramys* n'est connu que du Sparnacien du Bassin de Paris et de Belgique ainsi que de l'Éocène d'Amérique du Nord. Son extension jusqu'à la Provence fut ainsi démontrée.

Le niveau à bithynies et *Paramys* de Bauduen servit de repère pour l'établissement de la stratigraphie de l'Éocène dans les autres bassins varois où affleure également la Formation des sables bleutés (A.-F. de Lapparent, 1938). Cette formation figura désormais sous l'étiquette de Sparnacien sur les feuilles de Salernes, Tavernes, Draguignan et Brignoles à 1/50 000, levées de 1934 à 1969 par A.-F. de Lapparent, puis par son élève Guy Mennessier.

a. Acte 1 : la contestation de l'âge sparnacien des sables bleutés

La contestation de l'âge des sables bleutés émana (7 février 1966) de **Fernand Touraine** après une étude détaillée de cette formation dans le fossé de Montmeyan.

Comme à Bauduen, il reconnut le banc calcaire repère à bithynies, présent ici à la partie inférieure des sables bleutés (fig. 69), banc dans lequel il recueillit une riche association de gastéropodes. Ceux-ci furent confiés à **Roger Rey**, qui détermina de nombreuses espèces caractéristiques de l'Oligocène (Sannoisien-Stampien) et les attribua à « *l'horizon à Striatelles* » (Rupélien). Touraine tira les conséquences de cette attribution tant sous l'angle paléontologique et stratigraphique (contradiction avec l'hémimandibule de *Paramys* de Bauduen) que tectonique (rajeunissement de l'âge des chevauchements du Haut-Var qui, pour la majeure partie d'entre eux, recouvrent la Formation des sables bleutés).

Jean Aubouin, qui demanda la lecture de la note de Touraine en séance, souligna son grand intérêt au plan tectonique et incita les paléontologues à résoudre le problème de la contradiction stratigraphique des faunes.

Touraine clôtura cette première phase de ses recherches en présentant (1967) les implications structurales de ses observations : l'arc triasique de Barjols (qu'il considérait comme un horst), est cacheté par des affleurements épars de cet Oligocène ; son soulèvement est « *antésannoisien, contemporain et compensateur des affaissements des fossés nord-varois* » ; la bande triasique a subi une compression

latérale, accompagnée de plissements et de chevauchements, la date de cette compression restant toutefois imprécise (anté-chattienne, ou miocène).

b. Acte 2 : la contre-attaque des spécialistes de mammifères

Le 6 novembre 1967, **Léonard Ginsburg** et **Donald Russell** (Muséum national d'histoire naturelle), en collaboration avec **Guy Mennessier**, firent état de la découverte « *d'une petite faunule composée de dents, de mâchoires et d'ossements divers de Mammifères et de Reptiles* », dans les sables bleutés du synclinal de Rians, 200 m plus haut que le calcaire à *Bithynia bauduensis*.

Pour ces auteurs, ces fossiles n'ont subi aucun remaniement et indiquent, sans ambiguïté, l'âge sparnacien des niveaux où ils ont été récoltés. En réponse à une observation en séance de Jean Aubouin, qui émit l'hypothèse d'un diachronisme des sables bleutés (éocènes dans le synclinal de Rians, oligocènes dans les fossés nord-varois), Mennessier répondit que les sables bleutés présentent une parfaite constance lithologique, ce qui autorise à les considérer comme synchrones dans toute la région où ils affleurent.

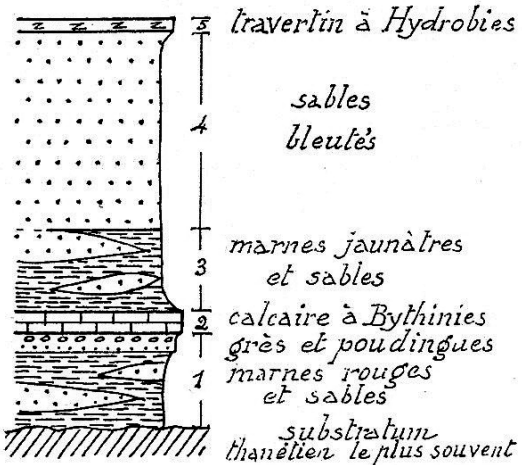


Fig. 69. Coupe de la Formation des sables bleutés à Montmeyan (d'après Fernand Touraine, 1966). Selon Touraine, le calcaire à Bythinies [sic] *est d'âge oligocène et pré-date les sables bleutés sus-jacents.*

c. Acte 3 : la première confrontation

Elle eut lieu le 5 février 1968 lors d'une séance de la Société géologique de France. Appuyé par Roger Rey qui justifia ses déterminations de gastéropodes, Touraine souleva le problème de la position du gisement de vertébrés de Rians dans l'échelle locale et, notamment, par rapport aux marnes à œufs d'oiseaux (Sparnacien supérieur), présentes à Rians sous la séquence (ici ravinante) : marnes rouges et sables - grès et poudingues - calcaire à Bithynies, semblable à celle de Montmeyan. Pour Fernand Touraine, il est donc impossible que « *les Vertébrés nouveaux de Rians, plus anciens que les œufs d'oiseaux, puissent se trouver en position normale, 250 m au-dessus de ceux-ci* […] *ces Vertébrés ne peuvent être en place* ». Touraine et Rey ajoutèrent à

leurs arguments que la séquence des sables bleutés débute par un poudingue à galets de socle et qu'elle livre des indices (foraminifères, ostracodes, algues, etc.) d'influences marines, ce qui est plus en accord avec la paléogéographie de l'Oligocène qu'avec celle de l'Éocène, dans le Sud-Est de la France.

La réponse de Léonard Ginsburg mit en exergue la primauté des faunes de mammifères sur les œufs d'oiseaux dans la chronologie des séries continentales du Tertiaire et la possibilité que la séquence sparnacienne se poursuive à Rians au-dessus des niveaux à œufs d'oiseaux.

Les interventions de Guy Mennessier, Jean Goguel, Jean Aubouin et Cécile Cornet appelèrent à une révision des données paléontologiques contradictoires par un travail d'équipe ou par le recours à d'autres spécialistes. Ils plaidèrent aussi pour l'utilisation d'autres groupes fossiles en complément des vertébrés et des gastéropodes.

d. Acte 4 : compléments de recherches et deuxième confrontation

Parallèlement aux travaux de Touraine, une nouvelle étude régionale, centrée sur la bande triasique de Barjols, fit l'objet de la thèse de 3e cycle de **Jacques Angelier**, soutenue en 1971, sous la direction de Jean Aubouin, et qui apporta de notables précisions à la stratigraphie de l'Oligocène.

La deuxième confrontation intervint lors de la séance de la Société géologique de France du 5 février 1973. Une discussion opposa les tenants d'un âge éocène des sables bleutés : Jacques Flandrin, Léonard Ginsburg, Louis Grambast, Claude Rousset aux partisans d'une attribution de ces sables à l'Oligocène : Denise Nury, Cécile Cornet, Jean-Claude Plaziat, Jean-Marie Triat et Gilles Carbonnel, tandis que d'autres (comme Jean Aubouin, Michel Roux et Georges Truc) réservèrent leur opinion, faute de preuve indiscutable.

Les premiers reçurent une confirmation supplémentaire avec la découverte faite par Léonard Ginsburg et Guy Mennessier de mammifères d'âge éocène inférieur dans les sables bleutés du synclinal de Salernes. Les seconds furent confortés par la réaffirmation par Georges Truc de l'âge oligocène des gastéropodes découverts dans les sables bleutés ce qui, selon lui, ne réglait cependant pas le problème stratigraphique du Haut-Var car il est difficile de contester le caractère *in situ* des faunes de mammifères de Rians.

Ce fut toutefois la communication de Jacques Angelier et Jean Aubouin (1973) qui s'avéra la plus novatrice dans le débat en cours. Ces derniers firent état de la découverte de calcaires à striatelles reposant sur le Trias près de la Verdière et de l'existence, sur la bordure occidentale de la bande triasique de Barjols, de conglomérats (faciès de la Combe), renfermant une lentille de calcaires à striatelles, et surmontant les sables bleutés du synclinal de Rians. Ces auteurs en tirèrent argument pour admettre une antériorité des sables bleutés aux calcaires à striatelles, « *ce qui ne tranche pas toutefois leur attribution à l'Eocène ou à l'Oligocène, mais fixe une limite* ».

e. Acte 5 : les dernières contributions

En 1976, Touraine publia ce que l'on peut considérer comme un « *testament* » scientifique, dans lequel il énuméra les preuves paléontologiques de l'âge oligocène

des sables bleutés nord-varois, dont il tira les conséquences au plan de la chronologie tectonique de la région. Réfutant les arguments stratigraphiques d'Angelier et Aubouin à partir d'une révision du bassin des Bourdas, il plaça les poudingues de la Combe au-dessus des sables bleutés et ceux-ci en superposition aux calcaires à striatelles.

Les mammifères du gisement de Rians firent l'objet (1981) d'une étude taphonomique et systématique extrêmement précise de **Marc Godinot** (université de Montpellier) qui souligna la grande biodiversité faunique du gisement et l'absence de remaniement des faunes. Confirmant les données stratigraphiques de ses prédécesseurs et en les précisant, Marc Godinot conclut à un âge sparnacien inférieur du gisement de Rians, contemporain du niveau repère mammalien de Dormaal (et du gisement de Palette, dans le bassin de l'Arc).

La toute dernière contribution à la résolution de ce problème est l'œuvre de **Vespasian Apostolescu** et **Jean Dellenbach** (1999) et elle est en faveur de l'âge oligocène des sables bleutés. Ces deux spécialistes d'ostracodes ont découvert, en effet, dans les niveaux du Calcaire à bithynies de Rians, une ostracofaune caractéristique, selon eux, du Chattien dans le bassin voisin de Forcalquier. Ils ont mis aussi en évidence des remaniements de microfaunes crétacées et éocènes, ce qui les incite à admettre plausible le remaniement des restes de mammifères éocènes décrits dans les sables bleutés de Rians, processus qu'avait envisagé Fernand Touraine. Cette donnée stratigraphique apportée par les ostracodes a conduit ces deux spécialistes à reconnaître dans le Nord-varois trois formations dans l'Oligocène, de bas en haut : les Calcaires à striatelles (Rupélien), les Sables bleutés (Chattien, partie inférieure) et les Poudingues de la Combe (Chattien, partie supérieure). C'est, à l'accolade stratigraphique près, la succession qu'avait établie Touraine et que cette dernière contribution vient ainsi appuyer.

En conclusion de l'exposé de cette longue controverse, on ne dissimulera pas l'acuité toujours actuelle du problème biostratigraphique posé par les sables bleutés du Haut-Var.

En effet, les contradictions d'âges (un différentiel chronologique d'environ 22 Ma !) entre les mammifères, d'une part, les ostracodes et les gastéropodes, d'autre part, demeurent tout aussi radicales, vingt ans après la mort de Fernand Touraine, qui avait tant contribué à les mettre en lumière.

Seul, l'argument du remaniement des restes de mammifères, que le géologue aixois invoquait pour résoudre (à son avantage) cette contradiction, serait susceptible de concilier les faits en présence ; mais les spécialistes de mammifères rejettent catégoriquement cette éventualité. La question soulevée par Fernand Touraine reste, décidément, encore d'actualité.

12. Miocène: du rifting aquitanien à la transgression tortonienne

a. Stratigraphie et paléoenvironnements

Après les travaux de Charles Depéret, François Fontannes et Louis Collot autour de 1900 (cf. p. 77) et ceux de Charles Combaluzier dans les années 1930 (cf. p. 86 et 94), il faut arriver à 1963, année où débutèrent les recherches modernes sur le Miocène

de Provence avec l'étude stratigraphique de **Claude Gouvernet** sur la série marine de l'Helvétien-Tortonien de la région de Salon. L'analyse micropaléontologique (effectuée par Yolande Le Calvez) permit de dater précisément les différentes formations et de modifier dans ce secteur la limite Helvétien-Tortonien, de même que le schéma stratigraphique qu'avait bâti Charles Combaluzier. Ces données nouvelles ont été portées sur la feuille Salon à 1/50 000.

D'autres études stratigraphiques suivirent : en 1966, celle de **Paul Dubois** (Entreprise de Recherches et d'Activités pétrolières : ERAP) entre le Luberon et la Nerthe ; celle de **Gérard Demarcq** (université de Lyon) qui effectua, dans sa thèse (1970), une étude détaillée du Miocène de la bordure méridionale du massif du Luberon, interprétant le bassin néogène de la basse Durance comme une dépression Est-Ouest creusée par l'érosion dans les calcaires crétacés et remplie passsivement par les dépôts de la mer miocène.

Citons aussi la thèse, soutenue en 1976, de **Michèle Maurel-Ferrandini** (université de Provence) sur le Burdigalien du littoral de la chaîne de la Nerthe et de la région des étangs, et le mémoire (1978) d'**Hubert Mercier**, dans lequel l'auteur procéda à une synthèse stratigraphique du Miocène marin et lacustre duranciens.

Les chercheurs de l'université de Provence (Michel Arnaud *et al*., 1988), effectuèrent une révision stratigraphique du Miocène de Basse-Provence en utilisant la méthode des grade-datations et établirent des corrélations avec le Miocène rhodanien.

Les travaux récents, privilégiant la stratigraphie séquentielle à l'échelle du bassin provençal, s'appuient sur l'outil biostratigraphique (foraminifères planctoniques surtout), auquel est adjointe, dans certaines coupes, la magnétostratigraphie (François Demory *et al*., 2011).

Au plan sédimentologique, l'intérêt s'est porté, dès 1990, sur l'organisation et la géométrie des corps sédimentaires, particulièrement des barres bioclastiques et des tidalites, bien représentées dans les séquences miocènes de Provence.

L'étude de l'organisation et des structures internes des dépôts subtidaux du Miocène du bassin de Forcalquier par **Jean-Louis Lesueur** (université de Bordeaux III) *et al*. (1990), a permis de reconstituer le sens des courants et de migration des barres bioclastiques au Langhien.

Les rythmites tidales de la bordure occidentale du bassin miocène de Digne étudiées par les sédimentologues de l'université de Caen et de l'École des mines de Paris (Renaud Couëffé *et al*., 2004) ont été utilisées comme marqueurs de la subsidence de ce bassin.

La mise en évidence d'une mangrove à *Avicennia* dans le Miocène moyen de Beynes-Châteauredon, dans le bassin de Digne, (J.-J. Chateauneuf *et al*., 2006), implique l'existence à cette époque d'un contexte climatique de type subtropical plus ou moins humide à une paléolatitude de 42° Nord.

b. Le statut de l'Aquitanien de Carry-le-Rouet et le problème de la limite Oligocène-Miocène

Connue depuis les travaux de Fontannes et Depéret (cf. p. 77), la célèbre coupe de Carry-le-Rouet a fait l'objet (1972), d'une étude pluridisciplinaire, coordonnée par **France Catzigras** professeur à l'université de Provence et **Charles Glintzboeckel** (ingénieur au BRGM), dont les résultats ont été présentés au V[e] Congrès du Néogène méditerranéen (Lyon, septembre 1971).

L'une des conclusions importantes de l'étude fut de montrer que « *la série marine de Carry débute avant le stratotype de l'Aquitanien* ». Les couches antéstratotypiques (Formation saumâtre de Rousset et Formation pararécifale du cap de Nautes) ont été cependant rapportées au Miocène (« *Aquitanien au sens large* ») dans le rapport final et corrélées aux biozones de mammifères, respectivement de Laugnac et de Paulhiac. En 1977, la coupe de Carry-le-Rouet a été élevée au rang de parastratotype de l'Aquitanien.

La remise en question de l'âge miocène des couches antéstratotypiques intervint avec les travaux de **Marguerite Hugueney** et **Georges Truc** de l'université de Lyon, après leur découverte (1976) de mammifères de la biozone de Coderet (Chattien terminal) dans les niveaux à faune malacologique saumâtre de l'Oligocène du cap Janet (Bassin de Marseille).

Pour des raisons, selon eux, de cohérence paléogéographique, ces auteurs mirent en corrélation les niveaux du cap Janet avec les couches antéstratotypiques de Carry-le-Rouet : dans ce secteur, l'Aquitanien ne débuterait donc qu'avec la Formation bioclastique de Carry, et les premiers niveaux marins dateraient de l'Oligocène supérieur.

Cette interprétation stratigraphique fut partagée par **Émile Colomb** et ses collègues de l'université de Provence (1979), après une étude détaillée de la coupe du cap Janet, avant d'être confirmée par la découverte (Hugueney *et al*., 1987) de mammifères de la biozone de Coderet dans les niveaux de base de la Formation du cap de Nautes. La transgression marine à Carry-le-Rouet débuterait donc bien à la fin de l'Oligocène et serait susceptible de s'être étendue fugacement dans le bassin de Marseille.

Par la suite, la part donnée à l'Aquitanien *sensu stricto* va aller s'amenuisant. S'appuyant sur les grade-datations et sur une analyse séquentielle de la coupe de Carry-le-Rouet, **Claude Monleau** *et al*. (université de Provence) aboutirent, en 1988, à la conclusion d'une lacune complète de l'équivalent de l'Aquitanien stratotypique qui n'existerait donc pas en Basse-Provence occidentale !

Mais les travaux récents vont rendre caduque cette interprétation. Une révision de la coupe de Carry-le-Rouet a été effectuée (2008) par **Julien Oudet**, appuyée sur l'outil biostratigraphique (foraminifères planctoniques et nannoplancton calcaire), ainsi que sur la magnétostratigraphie, en collaboration avec des spécialistes de ces disciplines.

Les résultats obtenus par cette approche pluridisciplinaire attestent de l'existence d'une série marine d'âge oligocène supérieur (correspondant sensiblement aux couches antéstratotypiques du colloque de 1972), mais surmontée par des couches dont l'âge aquitanien est confirmé.

Les limites Oligocène/Aquitanien et Aquitanien/Burdigalien sont positionnées précisément sur l'échelle magnétostratigraphique. La transition Aquitanien-Burdigalien est marquée par l'existence de deux surfaces d'érosion majeures portant chacune un hiatus d'environ 1 Ma.

c. La série marine du Burdigalien au Tortonien

Au cours des années 2000, diverses études de stratigraphie séquentielle des dépôts burdigaliens à tortoniens de Provence ont été menées conjointement par des chercheurs de plusieurs organismes. Appuyées sur différentes méthodes de datation (biostratigraphie, géochimie isotopique, magnétostratigraphie), ces recherches aboutissent aujourd'hui à un découpage séquentiel précis de la série provençale et à des corrélations avec les cycles globaux de la charte de Hardenbol *et al*., 1998.

Le Burdigalien inaugure une période, qualifiée de post-rift, au cours de laquelle les relations du domaine provençal avec le bassin de Méditerranée occidentale sont largement établies : les transgressions marines vont se produire à partir de ce bassin-réservoir méridional.

Si l'importance de la transgression burdigalienne est admise par les auteurs récents, elle est toutefois envisagée (David Besson, 2005 ; J. Oudet, 2008 ; J. Oudet *et al*. 2010) comme une avancée marine ayant connu une ampleur maximale au Burdigalien moyen (environ 18,5 Ma). Pour Julien Oudet, il y aurait même une lacune complète du Burdigalien inférieur en Basse-Provence.

La sédimentation burdigalienne débute au-dessus d'une importante surface d'érosion liée à une chute du niveau marin. Pour **David Besson** *et al*. *(*2005), il s'agit d'une surface majeure d'érosion fluviatile sur laquelle s'avance la transgression burdigalienne et se surimposent les dépôts molassiques caractéristiques de cet étage. Ceux-ci remplirent les vallées d'un premier réseau fluviatile, étendu à l'ensemble du bassin du Sud-Est de la France, et dont, au Nord, les branches principales se dirigent respectivement vers le sillon rhodanien et, *via* une paléo-Durance, vers le front de la nappe de Digne (fig. 70).

Un second réseau fluviatile, marqué également par de profondes vallées incisées, déboîtées par rapport aux précédentes, se forma au Burdigalien terminal à la suite d'une nouvelle chute du niveau marin, accentuée par une déformation régionale principalement plicative, et d'une vidange complète du bassin rhodano-provençal. Son remplissage marin transgressif, daté du Langhien, est constitué par les marnes sableuses du faciès « *schlier* ».

On devine les conséquences stratigraphiques et cartographiques de la mise en évidence de ce dispositif, caractérisé par des dépôts emboîtés hétérochrones : en effet, précédemment (Demarcq, 1970), ces derniers avaient été considérés, dans certains secteurs, comme isochrones, et le faciès « *schlier* » avait été placé en passage latéral des molasses burdigaliennes.

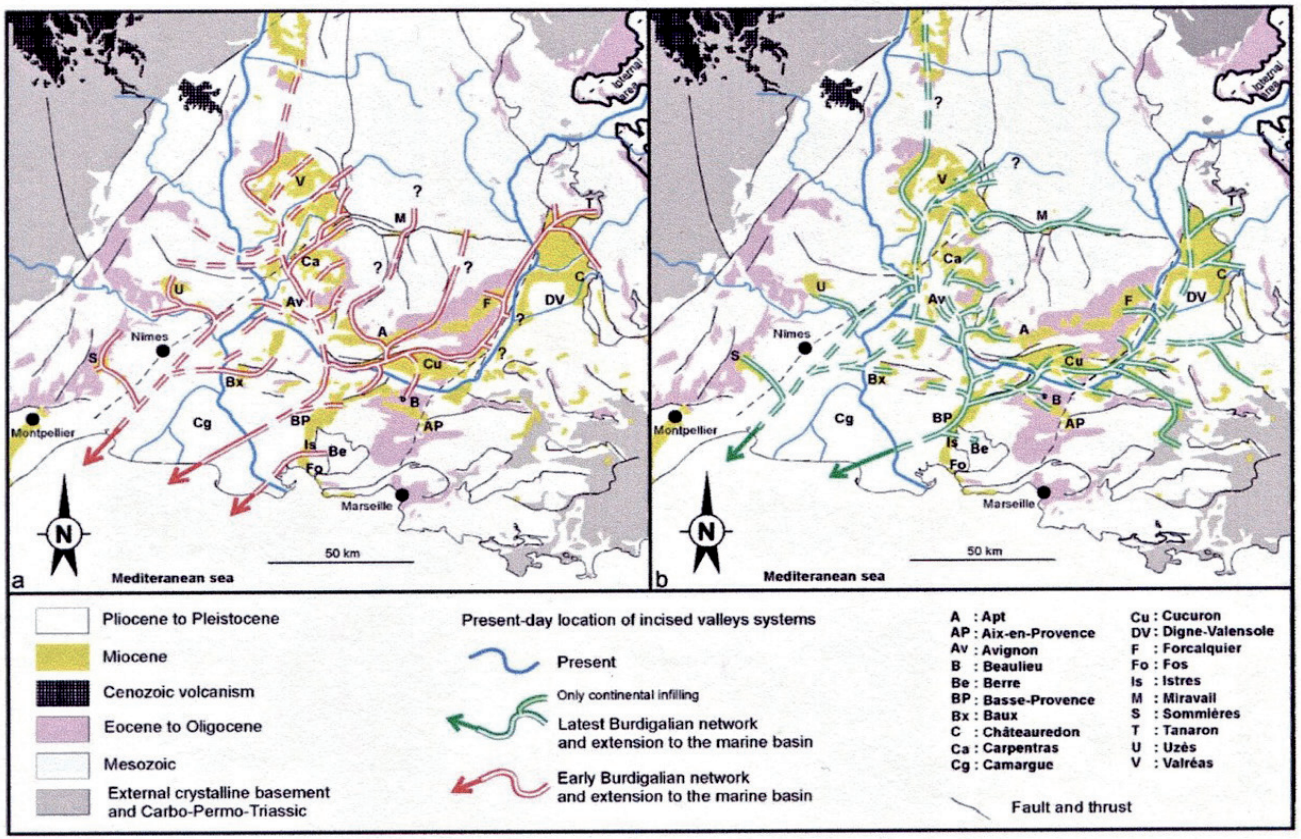


Fig. 70. Reconstitution des réseaux fluviatiles du Burdigalien basal (a) et du Burdigalien terminal (b) dans le bassin molassique rhodano-provençal (d'après David Besson et al., 2005).

d. Débats sur l'interprétation de la surface d'érosion pré-miocène

La question de l'origine et de l'âge des surfaces d'aplanissement sur lesquelles reposent les dépôts miocènes, ou des surfaces continentales sans dépôt qui semblent les prolonger a retenu l'attention des auteurs de la période moderne.

Paul Dubois estima ainsi (1966) que la surface d'érosion sur laquelle se produit la transgression miocène s'est formée pendant l'Oligocène. Cette opinion fut aussi celle de **Fernand Touraine,** celui-ci attribuant (1969) la formation de la principale surface d'érosion tertiaire en Provence à l'Oligocène, comme une conséquence d'une transgression de la mer alpine sur le Haut-Var.

Rejoignant les idées de Léon Lutaud, **Cécile Cornet** souligna cependant (1965a), que la principale surface d'érosion tertiaire qui affecte les massifs des Maures et du Tanneron, ainsi que la Provence calcaire méridionale, est une seule et même surface, à rapporter au Miocène moyen (Vindobonien).

Pour cet auteur, la topographie de la Provence au Miocène est aplanie, mais non arasée, et il subsiste de nombreux reliefs résiduels, notamment en Provence calcaire. Les cailloutis qui parsèment la surface d'érosion principale sont, pour Cécile Cornet, non le témoignage d'une transgression marine, mais celui « *d'un puissant réseau hydrographique du Miocène moyen (Vindobonien) descendant des Maures, de l'Estérel, de la Basse-Provence et se jetant dans le golfe durancien par une vaste lagune recouvrant le bas pays représenté par les régions de Saint-Maximin, de Ginasservis et d'Aups* » (fig. 71). Des rivières (torrents) descendaient, selon Cécile Cornet, de la Gineste, de La Ciotat et d'Ollioules pour confluer dans le défilé de Lamanon au Nord de la Roquebrussanne, avant de se jeter dans la lagune durancienne.

Claude Rousset (université de Provence) contesta ce schéma paléogéographique et tenta d'établir que la principale surface d'érosion de la Provence calcaire est, au contraire, une surface d'abrasion marine de la mer vindobonienne préparée par une « *pénéplanation karstique* ». Pour étayer son hypothèse, la recherche des minéraux lourds (glaucophane, épidote et glauconite), considérés comme caractéristiques des dépôts marins du Miocène, fut effectuée dans les anfractuosités karstiques subordonnées à la surface d'érosion.

Ainsi, dès 1967(b), Rousset retrouva le cortège de minéraux lourds « *miocènes* » dans les « *terra rossa* » de la crête de Sainte-Victoire, ce qui le conduisit à proposer que « *la mer tortonienne, responsable des dépôts de la région d'Aix-en-Provence, a transgressé cette zone aujourd'hui en position nettement surélevée* ».

Rousset et ses élèves découvrirent ce cortège minéralogique dans des cavités karstiques de la plate-forme du vallon Dol, au Sud du massif de l'Étoile, mises au jour par le percement des galeries du Canal de Provence et envisagèrent une extension de la surface d'abrasion de la mer vindobonienne sur la Sainte-Victoire, le mont Aurélien, le Regaignas, une partie de la Sainte-Baume, Ollières et le Mont-Major.

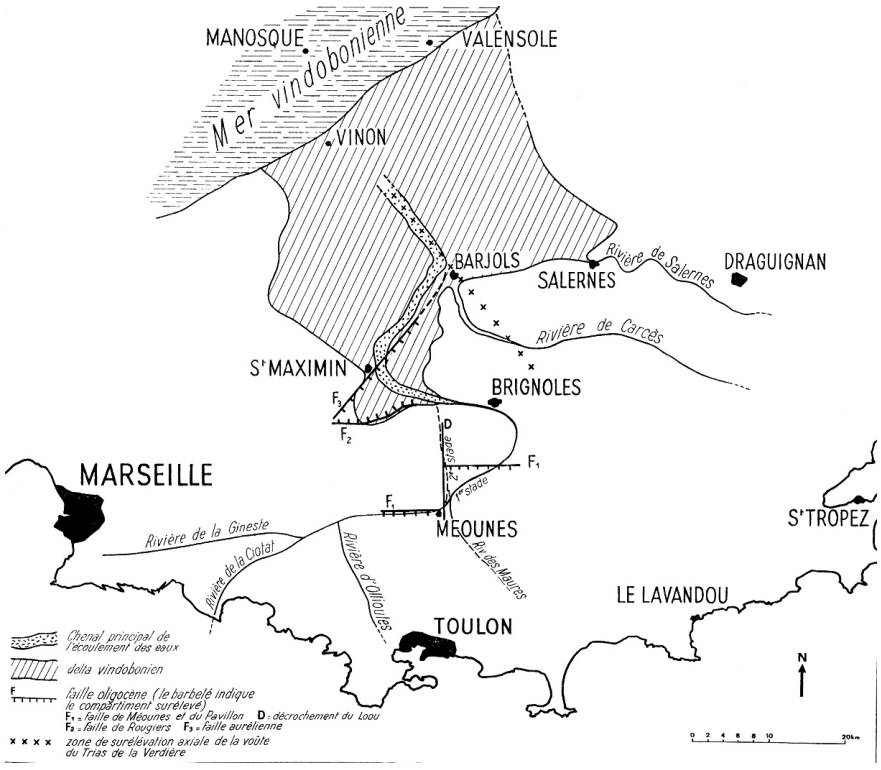


Fig. 71. Le réseau hydrographique et le delta du Miocène moyen en Provence, selon Cécile Cornet (1965).

Il manquait toutefois des indices plus probants de l'origine marine de ces remplissages jusqu'à ce que des sédiments sableux, renfermant des foraminifères caractéristiques de l'Helvétien, soient découverts dans une cavité karstique profonde, sous la surface d'aplanissement du massif du Douar, au Sud d'Aubagne (Jean Philip *et al*., 1975) : c'est la première (et jusqu'à présent l'unique) preuve de l'existence de dépôts sédimentaires marins miocènes (aujourd'hui entièrement érodés) au-dessus des reliefs actuels de la région de Marseille. La surface du Douar se prolonge, à l'Est, par celle du plateau du Camp que les auteurs précités ont interprété aussi comme une surface d'abrasion marine vindobonienne et que **Francis Richardot** et Claude Rousset (1975) ont étendu jusque sur les massifs d'Agnis et de la Loube.

Les recherches récentes menées en 2007 par **Olivier Parize** (École des mines de Paris) et **Jean-Loup Rubino** (Total) sur la chaîne de la Nerthe, ont montré la réalité des surfaces d'abrasion marine de la mer miocène et l'échelonnement de ces surfaces au fur et à mesure de l'empiètement des transgressions sur le massif, jusqu'à la surface majeure façonnée par la mer tortonienne qui recouvrit ainsi, très probablement, une grande partie de la Basse-Provence calcaire et y déposa des sédiments dont il ne reste que des reliquats piégés dans certaines dépressions ou dans des anfractuosités karstiques.

Ces diverses données n'ont pas été prises en compte dans les reconstitutions paléogéographiques récentes, ni dans les cartes des transgressions de la mer miocène en Provence (p. ex. D. Besson, 2005). Sur ces cartes, la Basse-Provence calcaire apparaît comme un bloc émergé qui aurait été contourné par la mer miocène, même à son maximum d'extension.

Les données mentionnées ci-dessus suggèrent toutefois que la plus grande partie de la Basse-Provence calcaire fut submergée par la mer du Miocène moyen, ne connaissant de soulèvement d'ensemble qu'après cette ultime et extensive transgression.

e. La tectonique miocène

Le rifting oligo-aquitanien

Un important problème est sans conteste celui de la signification géodynamique des premiers dépôts oligo-aquitaniens sur la bordure méridionale de la chaîne de la Nerthe.

Dès 1988, **Claude Monleau** *et al*. mirent en relation les dépôts continentaux et marins de la région de Carry-le-Rouet avec le phénomène de « *rifting* » annonçant l'ouverture du Bassin liguro-provençal. Il aurait existé au Sud de la Nerthe, à la fin de l'Oligocène, un rift orienté Est-Ouest se raccordant à celui de Camargue et envahi par la mer. Ce rift émergerait autour de -22 Ma (Aquitanien) qui constituerait ainsi la fin de la phase de rifting.

Les auteurs ont généralement dissocié le phénomène de « *rifting* » de la bordure de la Nerthe de celui du bassin de Marseille, bien que les formations détritiques continentales (poudingues du Rouet) que l'on trouve sous la série marine de Carry-le-Rouet puissent être considérées comme contemporaines des grandes masses de poudingues qui clôturent la sédimentation oligocène dans le bassin de Marseille.

D'après **Julien Oudet** (2008), les dépôts syn-rift de Carry-le-Rouet remplissent une gouttière d'orientation Est-Ouest parallèle au chaînon de la Nerthe.

L'étude sismostratigraphique menée en Basse-Provence a révélé une autre gouttière synforme Est-Ouest remplie de dépôts oligo-aquitaniens dans la région de Villeneuve-lès-Avignon, sous les dépôts récents du Rhône. Pour Oudet, le rifting oligo-aquitanien serait ainsi venu se greffer sur des structures Est-Ouest anté-rift héritées de la phase majeure pyrénéo-provençale[33].

La période post-rift

Du Burdigalien au Tortonien, l'évolution de la sédimentation dans le bassin provençal est principalement régie par les oscillations eustatiques. Mais des mouvements tectoniques s'y manifestent aussi, et leur influence sur la répartition et l'organisation des faciès néogènes sera déterminante. La tectonique miocène fut d'abord évoquée par **Claude Gouvernet** dans un travail précurseur (1963b) effectué dans la région de Salon. Gouvernet interpréta le massif d'Aurons-Vernègues (à l'Est de Salon-de-Provence) comme un horst qui aurait subi un premier soulèvement à la fin du Crétacé, puis un second au milieu du Miocène, entraînant une lacune de la partie inférieure de

[33] L'hypothèse de Gérard Guieu sur l'origine du Bassin de Marseille (voir p. 220) est confortée par cette interprétation.

l'Helvétien. **Claude Rousset** montra également (1964) que des mouvements tectoniques ont contrôlé la sédimentation du Miocène supérieur dans le bassin de Jouques.

Pour **Paul Dubois** (1966) la sédimentation miocène est synorogénique ; elle se traduit par l'apparition d'un sillon subsident dans la région de la basse Durance, responsable d'une grande épaisseur des dépôts miocènes par rapport aux bordures, et qui a persisté jusqu'au Miocène supérieur.

Cette idée a été développée par **Georges Clauzon*** (Institut de géographie, Aix-en-Provence) qui en détermina les aspects essentiels. Clauzon mit ainsi en évidence (1975c), sur le flanc méridional du Petit Luberon, des klippes sédimentaires resédimentées dans le Miocène (Helvétien) et un dispositif de surfaces polygéniques d'érosion à facettes affectant la structure anticlinale du massif (fig. 72). Clauzon en déduisit le basculement de la marge du Luberon au Miocène moyen, de l'ordre d'une trentaine de degrés en direction du bassin subsident durancien. À la limite Burdigalien-Helvétien s'est produit, selon Clauzon, un épisode tectonique qui est à l'origine des phénomènes précédents et qui, d'une manière plus large, s'est traduit par une structuration synsédimentaire (synclinal de Durance par exemple) qui inaugure la genèse des structures actuelles et des grandes unités morphologiques qui leur sont liées.

En 1979, à la suite de la découverte, dans la région de Saint-Cannat, d'un gisement de mammifères du Miocène moyen (Serravallien) dans des terrains continentaux reposant en discordance sur le Burdigalien pelliculaire, **Jean-Pierre Aguilar** et Georges Clauzon établirent le soulèvement, l'émersion, la déformation et l'érosion de la bordure méridionale du sillon durancien en parallèle avec la bordure septentrionale (Luberon).

L'existence, sous le plateau de Valensole, d'un bassin subsident renfermant une forte épaisseur de Miocène marin (Aquitanien-Langhien) de caractère deltaïque, a été mise en évidence par le forage Les Mées n° 1 (cf. fig. 94), décrit en 1978 par **Paul Dubois** et **Robert Curnelle** (Société nationale Elf Aquitaine, Boussens).

Cette observation a mis en lumière le jeu synsédimentaire en décrochement de la faille de la Durance, responsable de la formation du fossé de Digne-Valensole dès le Miocène : ce fossé s'est installé sur l'ancienne zone haute qui bordait à l'Est le fossé oligocène de Manosque.

Pour certains auteurs (R. Couëffé *et al*., 2004, D. Besson, 2005) la réactivation et l'inversion de la faille de la Durance au Miocène seraient directement liées au raccourcissement tectonique dans le bassin d'avant-pays de Digne-Valensole dès le Miocène inférieur. La dynamique du bassin flexural se traduirait par une migration des dépôts miocènes depuis le front de la nappe de Digne à l'Est, vers la faille de la Durance à l'Ouest.

L'accélération de la subsidence, en relation avec l'activité sismique accrue de la faille de la Durance est enregistrée par le développement de rythmites tidales à certaines périodes de l'histoire du bassin (Burdigalien).

Les phénomènes de transgression marine qui se manifestent en Provence durant la période post-rift ont été mis en relation avec la géodynamique du Bassin liguro-provençal.

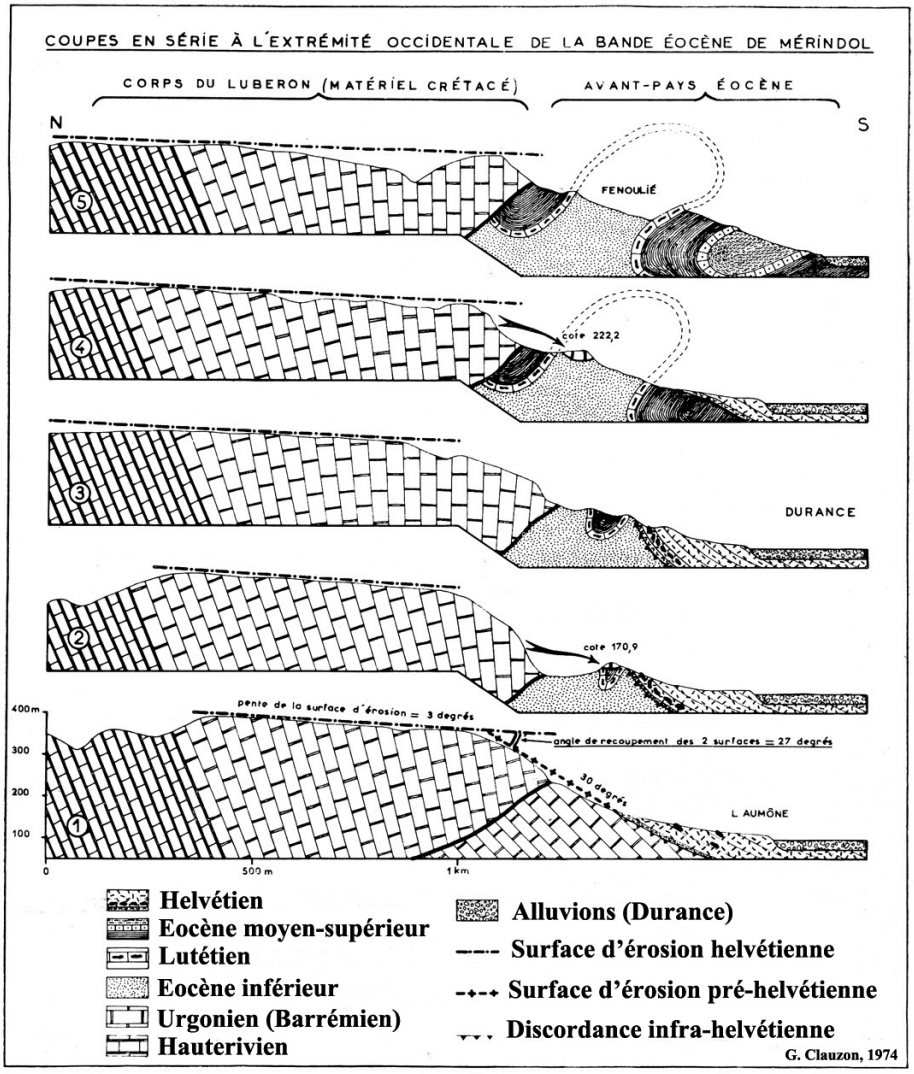


Fig. 72. Évolution structurale du Petit-Luberon et de son avant-pays tertiaire (d'après Georges Clauzon, 1975). Noter le dispositif de surface polygénique à facettes. La surface d'érosion pré-helvétienne (coupe 1) est recoupée après basculement tectonique par la surface d'érosion helvétienne. L'accentuation du chevauchement du Petit-Luberon d'Ouest en Est (coupes 1 à 5), ainsi que l'érosion, démantèlent le raccord entre les deux surfaces.

Selon Julien Oudet (2008*)* il paraît probable que la subsidence contemporaine de la transgression du Burdigalien moyen soit liée à un refroidissement important de la marge du golfe du Lion, dû à la baisse du taux d'accrétion au sein de l'océan liguro-provençal et du ralentissement corrélatif de la rotation du bloc corso-sarde.

f. Le volcanisme miocène

Le volcan de Beaulieu

On se souvient (voir p. 83) de la discussion qui opposa Louis Collot et Charles Depéret au sujet de l'âge du volcan de Beaulieu, le premier l'attribuant à l'Oligocène, le second au Miocène (Helvétien).

Les premiers travaux de l'époque moderne, conduits par **Simone Gueirard,** allèrent dans le sens de Collot. L'étude pétrographique et pétrochimique qu'elle effectua (1964) l'amena à distinguer deux épisodes volcaniques : le premier, anté-stampien, caractérisé par un basalte à olivine et nodules péridotitiques (se rapprochant des basaltes du Velay), le second, du Stampien supérieur terminal, de type calco-alcalin, ayant donné naissance à une coulée de dolérite et à un faciès pegmatitoïde. Les deux ensembles volcaniques sont séparés, l'un de l'autre, par un conglomérat à éléments volcaniques. Pour Simone Gueirard, les deux émissions volcaniques sont commandées par une cassure profonde orientée NW-SE.

Les recherches ultérieures vont apporter cependant des arguments à l'interprétation de Depéret. Des éléments accréditant l'âge miocène du volcan de Beaulieu furent recueillis, en un premier temps (1968), par **Émile Colomb** et ses collègues de l'université de Provence, grâce à la découverte de fossiles et d'une riche association de foraminifères dans le conglomérat qui sépare les deux épisodes volcaniques.

Ce seront ensuite les données géochronologiques (méthode au Potassium-Argon) obtenues, en 1975, par **Jean-Claude Baubron** (BRGM) et ses collègues, qui indiquèrent plus précisément un âge de mise en place des émissions volcaniques entre 18,7 et 17,3 Ma (Burdigalien).

Cette datation du basalte de Beaulieu a fourni un âge de référence aux riches niveaux de mammifères trouvés dans les formations laguno-marines et lacustres en relation avec cet épanchement volcanique (J.-P. Aguilar *et al*., 1996).

La découverte d'enclaves de péridotite contenant à la fois du spinelle et du grenat au sein de la coulée de basalte doléritique conduisit **Frédéric Cheval** (Montpellier) *et al*. (1989) à attribuer le volcanisme de Beaulieu à une remontée du manteau supérieur, liée à l'ouverture du bassin océanique provençal au Miocène inférieur.

Le volcanisme de la région toulonnaise

L'étude pétrographique des roches basaltiques tertiaires de la région toulonnaise (Évenos, Pointe Nègre, Bandol) fut effectuée par **Christian Coulon** (université d'Aix-Marseille III) dans sa thèse, soutenue en 1967.

Ces roches ont des caractères de basaltes alcalins et les laves correspondantes peuvent être classées dans le domaine des tholéiites à olivine.

Contrairement à l'hypothèse de **Cécile Cornet** (1965a), qui concevait un écoulement de la lave du Sud vers le Nord, depuis l'ancien massif cristallophyllien vers la Provence calcaire, Coulon confirma les observations de Claude Gouvernet (1963) relatives à l'existence de filons de sortie du basalte en Provence calcaire (rochers de l'Aigle au Nord d'Évenos) et montra que les coulées se sont épanchées vers le Sud en

empruntant le lit d'anciennes vallées puis en s'étalant vers l'Est (Pointe Nègre) ou en se déversant dans une dépression lacustre (Bandol).

Pour Christian Coulon, « *ces manifestations volcaniques sont une conséquence des mouvements qui ont effondré l'ancien massif cristallin* » qui bordait au Sud la Provence et qui ont inversé le sens de l'écoulement hydrographique par rapport au réseau du Miocène. Ce volcanisme serait donc, selon lui « *soit pontien supérieur, soit pliocène* », intervalle qui, par la suite, a été précisé (J.-C. Baubron, 1974, rapport n° 74, BRGM, inédit) par une datation géochronologique ayant fourni un âge de 6,7 à 5,8 Ma (Messinien supérieur).

Toutefois, des études pétrographiques et géochimiques plus récentes (1990) menées par **Jean-Marie Dautriat** et **Jean-Michel Liotard**, de l'université de Montpellier, conduisent à considérer plutôt les laves basaltiques de la région toulonnaise comme des magmas transitionnels tholéiitiques, témoins d'un volcanisme associé à « *l'ouverture mio-pliocène du bassin océanique provençal* ».

13. L'événement messinien et la transgression pliocène

a. L'incision messinienne en Provence

Soupçonnées dès 1965, les évaporites des plaines abyssales de Méditerranée ne furent confirmées qu'en 1970, lors de la campagne de forages océaniques du Glomar Challenger. On doit également à cette croisière la détermination de l'âge messinien des évaporites grâce aux associations de foraminifères contenus dans les échantillons.

Les conséquences de cette découverte furent prises en compte par **Georges Clauzon** qui, dès 1972, attribua à la « *vague d'érosion régressive messinienne* » le creusement du canyon pré-pliocène du Régalon et de la cluse de Mirabeau, phénomène qu'il considéra comme « *contemporain des dépôts à évaporites* » de Méditerranée. Cette idée du creusement pré-pliocène de la vallée de la Durance et de celle du Rhône, en relation avec la régression marine de la fin du Miocène, n'était toutefois pas nouvelle.

François Fontannes, dès 1878**,** avait déjà montré l'emboîtement des dépôts pliocènes rhodaniens dans les assises antérieures et **Georges Denizot** indiqua (1939, p. 74) que « *la mer pliocène a envahi les parties les plus basses d'un réseau fluvial dans lequel sa surface libre a pu s'élever à des cotes actuelles de 160 à 180 m* ». Le même auteur écrivait (1951, p. 48) : « *il s'est alors creusé un réseau de vallées, précurseur de l'actuel, et descendant beaucoup plus bas* ».

Mais, pour Fontannes et Denizot, puis, après eux, pour **Louis Glangeaud** (1903-1986), le facteur responsable de ce creusement était à mettre au compte d'une phase tectonique pontienne. Glangeaud, grand spécialiste de la Méditerranée, développa (1967) sa pensée sur cette question en admettant une surélévation générale de l'ensemble méditerranéen qu'il qualifia de « *mégaonde pontienne* », responsable de la régression marine concomitante et du creusement « *à l'air libre* » des canyons sous-marins du précontinent provençal. *Mutatis mutandis*, l'ingression pliocène s'explique, selon Glangeaud, par une « *vaste déformation du type synéclise de la Méditerranée* ».

L'établissement du concept dit du « *desiccated deep basin model* » par K.J. Hsü, M.B. Cita et W.B.F. Ryan, en 1973 (en germe depuis longtemps, cf. p. 28), va cependant mettre en lumière l'hypothèse du facteur eustatique comme moteur principal de la morphogenèse fini-miocène en Méditerranée.

Georges Clauzon va soutenir cette hypothèse contre l'opinion de nombreux géologues en France, qui y sont opposés, et il en tira (1975a) les conséquences sur l'évolution morphologique de la Provence au Miocène supérieur, attribuant à la chute drastique du niveau de la Méditerranée au Messinien l'incision pré-pliocène de la vallée du Rhône et de la Durance.

Clauzon combattit également l'idée d'une phase tectonique pontienne responsable de la discontinuité d'érosion séparant le Miocène du Pliocène et que certains auteurs (p. ex. Roland Ballesio et Hubert Mercier) soutenaient encore. Pour Clauzon, l'entaille d'érosion existait avant la mise en place du chevauchement subalpin et de celui du Luberon et cette érosion est purement d'origine eustatique. Par la suite, Clauzon décrivit le canyon messinien du Var et, en 1979, celui de la Durance (fig. 73), mettant en relation leur creusement respectif avec l'effondrement du niveau de base de la Méditerranée et la genèse des évaporites dans le bassin profond par dessiccation.

Poursuivant ses investigations stratigraphiques avec, pour fil directeur l'existence de la vague d'érosion régressive messinienne, Clauzon entreprit (1981) la révision de la coupe stratotypique du Pontien de Cucuron et montra que le Pontien stratotypique de Depéret ne peut être considéré comme l'équivalent continental du Messinien. La discordance de ravinement incluse dans le stratotype est, selon lui, l'expression de la crise de salinité messinienne.

En 1982, **Jean-Pierre Aguilar** et Georges Clauzon évaluèrent à 8,5 Ma l'âge de la régression tortonienne en Provence et à 6,5 Ma le début du creusement du canyon de la Durance. Ils confirmèrent que ce creusement est intervenu après l'orogenèse fini-tortonienne du Luberon et avant son chevauchement au Messinien.

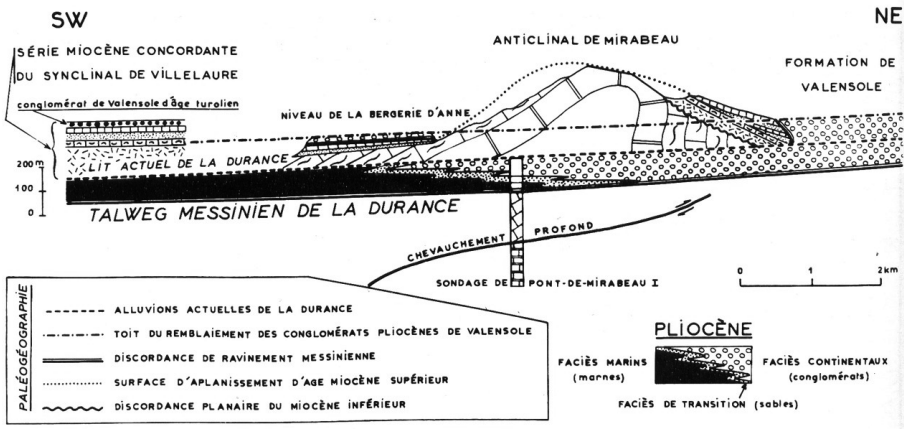


Fig. 73. Le canyon messinien de la Durance à travers la cluse de Mirabeau (d'après Georges Clauzon, 1979). Noter la progradation des faciès continentaux (Valensole II) du Pliocène (Gilbert delta).

Mais qu'en était-il de la trace de l'incision messinienne en amont de l'anticlinal de Mirabeau, dans les secteurs de la moyenne Durance et du bassin de Valensole ?

Michel Dubar, chercheur au CNRS à Sophia-Antipolis, élève d'Henri de Lumley, répondit à cette question en montrant (1983a) l'existence de la discontinuité de ravinement messinienne dans le bassin de Riez-Valensole (secteur de la confluence Asse-Durance).

On observe là un canyon fossile entamant sur 80 m le substrat conglomératique et « *une valeur proche de 150 m peut être retenue pour le paléo-canyon correspondant de la Durance et ceci à 30 km en amont du pertuis de Mirabeau* ». Avec cette découverte, le ravinement messinien en Provence prenait une ampleur géographique très grande, bien au-delà des limites que les travaux initiaux de Clauzon lui avaient assigné.

Clauzon précisa (1988) que l'incision messinienne a créé une vallée que la mer envahira en une ria[34] de 120 km de long, préfiguration de l'actuelle vallée de la basse Durance et qui fut remblayée, au Pliocène, par une mégaséquence de comblement comportant un terme inférieur de caractère marin (marnes du Zancléen), suivi d'un terme supérieur déposé en domaine continental : le cailloutis de Valensole II.

Georges Clauzon, **Jean-Loup Rubino** et **Bruno Savoye** (Ifremer) assimilèrent (1995) cette mégaséquence à un *Gilbert delta* (fig. 73) dont le terme continental est représenté par la formation conglomératique supérieure de Valensole (Pliocène), couronnée par une surface d'abandon datée de 2 Ma.

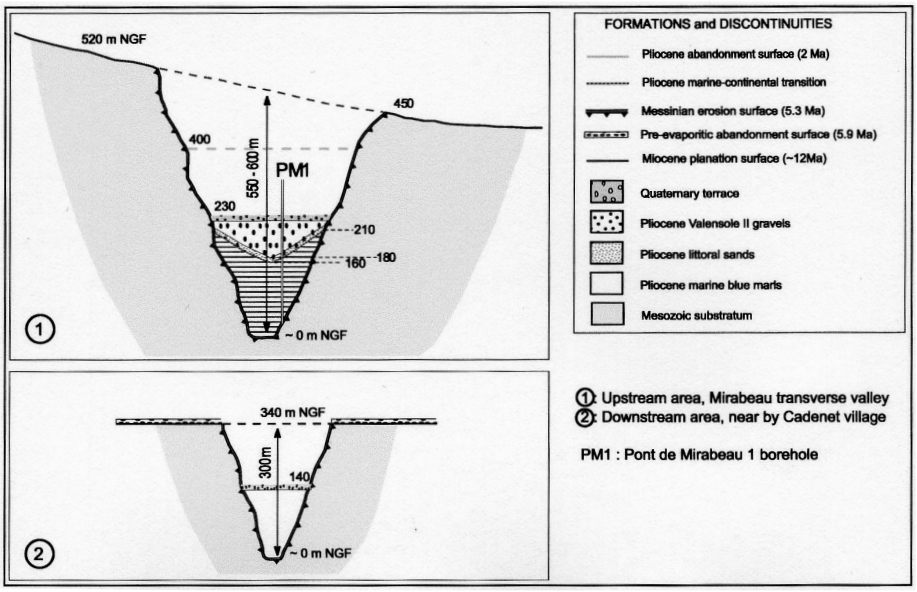


Fig. 74. Profils du canyon de la Durance d'amont (1) en aval (2) (d'après Georges Clauzon et al., 2011). Le surcreusement de la vallée en amont est expliqué par une première phase d'incision antérieure à celle du creusement messinien, et attribuée à la phase tectonique tortonienne.

[34] Claude Gouvernet (1959), avait déjà employé ce terme pour désigner la digitation de la mer pliocène entre le Sud des Alpilles et Mérindol.

Les travaux effectués au cours des années 2000 vont toutefois amener des correctifs au schéma initial élaboré par Georges Clauzon.

David Besson, tout d'abord, montra, comme nous l'avons vu (p. 176), l'existence d'un paléoréseau de vallées élaborées au cours du Miocène et précédant l'événement messinien. Ensuite, de nouvelles explorations de terrain effectuées dans le massif du Luberon et ses environs ont apporté des arguments sur le rôle notable joué par la tectonique miocène dans la glyptogenèse de la région durancienne.

Une synthèse très récente a ainsi été publiée (Clauzon *et al*., 2011), dans laquelle le creusement du réseau durancien est attribué pour partie à la phase tectonique tortonienne (entre 9 et 6 Ma), pour partie à l'événement messinien (la surface d'érosion messinienne est rajeunie à 5,3 Ma).

Ce déroulement érosif est bien mis en lumière dans la région de Cadenet et dans l'anticlinal de Mirabeau (fig. 74). Dans ce dernier on peut distinguer un premier épisode de creusement de la vallée de la Durance, d'environ 300 m, considéré par Clauzon *et al*. comme une conséquence de la tectonique tortonienne, exhaussant le pli de Mirabeau.

La profondeur totale du canyon de la Durance étant évaluée dans ce secteur à 600 m, cela réduit donc à environ 300 m l'incision due à la régression messinienne.

Quant à la structuration finale (chevauchements, plissements) du Luberon et de son avant-pays, elle est désormais considérée par Clauzon *et al*., comme s'étant achevée au Tortonien supérieur, l'incision messinienne n'étant suivie d'aucune déformation plicative, mais d'un exhaussement général de la région d'environ 100 m au cours du Plio-Pléistocène.

Au terme de ses recherches menées sur une durée d'un quarantaine d'années, Georges Clauzon a donc reconnu l'importance de la tectonique dans le creusement de la vallée de la Durance et des vallées adventives, réhabilitant ainsi, après l'avoir contesté, le concept de Fontannes (et celle d'autres auteurs après lui), de la genèse tectonique (même si elle n'est que partielle) de la discordance de ravinement qui sépare le Miocène du Pliocène en Provence. Clauzon a aussi abandonné l'idée d'un paroxysme tectonique compressif messinien qui l'avait conduit, dans les années 1980, à attribuer à cette phase le chevauchement du Luberon et le plissement de son avant-pays.

La glyptogenèse complexe de la fin du Miocène semble avoir joué un rôle important dans la genèse du réseau karstique de Provence. En 1997, **Jean-Joseph Blanc** a rapporté à la régression messinienne le creusement vertical de l'endokarst des massifs provençaux, aboutissant à la déconnection ou au recoupement des réseaux antérieurs.

C'est ensuite **Eric Gilli** (université de Vincennes-Saint-Denis) et **Philippe Audra** (CNRS, université de Nice-Sophia-Antipolis) qui ont observé (2004) un niveau de lithophages marins dans la vasque d'entrée de la Fontaine de Vaucluse, indiquant qu'il s'agit d'une forme karstique héritée, d'âge anté-pliocène, appuyant l'hypothèse d'un creusement du réseau au Messinien.

Et c'est aussi au Messinien qu'a été attribuée (**Bernard Blavoux** *et al*., 2004), la mise en place du grand système karstique à l'origine de la source sous-marine de Port-Miou, près de Cassis (Bouches-du-Rhône).

b. Les poudingues de Digne-Valensole

La formation des « *poudingues de Valensole* » avait fait l'objet d'un regain d'intérêt, dès 1933, et de nouveaux travaux stratigraphiques relancèrent la discussion sur l'âge miocène de la formation qu'avait proposé Wilfrid Kilian (cf. p. 51).

L'âge pliocène de ces dépôts fut avancé par **Georges Denizot** (1933) sur la foi d'analogies avec des conglomérats de faciès analogue de la Crau.

Réagissant à cette attribution, **Jean Goguel** (1933) soutint au contraire un âge miocène supérieur, indiquant que le dépôt des poudingues de Valensole précède le creusement de la vallée de la Durance et qu'elle est donc antérieure au Plaisancien.

Quelques années plus tard (1938), la question fut reprise par **Albert-F. de Lapparent,** qui discuta dans sa thèse les arguments paléontologiques et stratigraphiques invoqués par les différents auteurs, et aboutit à la conclusion suivante : « *l'épaisse série des poudingues de Valensole est encore d'âge pontien pour sa partie inférieure, tandis que les couches les plus élevées doivent être attribuées au Pliocène inférieur et même au Pliocène supérieur* ». Ce travail d'Albert-F. Lapparent mit un terme provisoire à la discussion qu'avait suscité la datation du dispositif conglomératique.

Au cours de la période récente, la découverte de gisements de mammifères dans des couches réputées globalement azoïques va profondément renouveler l'interprétation stratigraphique de la Formation des poudingues de Valensole.

Les premières découvertes (mammifères, micromammifères, gastéropodes continentaux) furent faites par **Jacques Guillemot** et **Güner Ünalan** (Institut français du Pétrole) dans les formations sommitales du complexe détritique, en bordure du chevauchement subalpin : les « *marnes blanches de Puimoisson* » et les « *calcaires travertineux de Ségriès* ».

Étudiées (1970) par **Claude Guérin**, **Pierre Mein** et **Georges Truc** (université de Lyon), ces faunes permirent de rattacher les formations sommitales qui les renferment au Pliocène terminal (niveau de Seynes, Gard), accréditant ainsi les conclusions stratigraphiques d'Albert-F. de Lapparent. Les couches inférieures de la formation de Valensole restaient cependant dépourvues de datations biostratigraphiques, ce qui ouvrait la voie à des interprétations divergentes. Ainsi **Hubert Mercier** (1978) rattacha-t-il le premier épandage de cailloutis fluviatiles au Miocène terminal et le second au Plio-Pléistocène.

Deux nouveaux repères biostratigraphiques, fondés sur des découvertes de micromammifères, furent découverts (1982) par **Jean-Pierre Aguilar**, **Michel Dubar** et **Jacques Michaux** : en rive droite de la Durance (Villeneuve), des poudingues attribués au Tortonien par Claude Rousset s'avèrent être d'âge pliocène ; dans la vallée de l'Asse (La Bégude), les poudingues rapportés au Villafranchien par Hubert Mercier sont datés du Messinien grâce aux mammifères.

La stratigraphie du bassin de Riez-Valensole, pressentie par les auteurs antérieurs, repose désormais sur des arguments biostratigraphiques : l'unité conglomératique inférieure est d'âge miocène supérieur, l'unité supérieure est d'âge pliocène ; cette dernière est recouverte par une nappe caillouteuse sommitale appartenant au Villafranchien (M. Dubar, 1983a) (fig. 75).

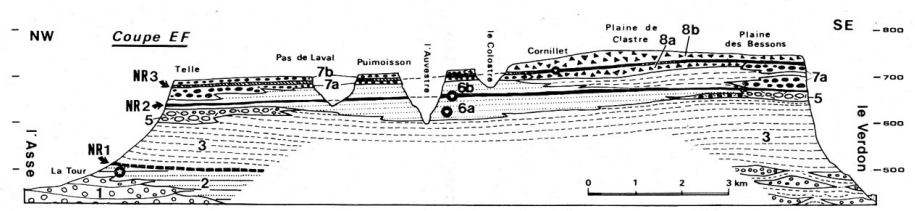


Fig. 75. Une coupe du complexe sédimentaire fluvio-lacustre de Valensole dans la région de Puimoisson (d'après Michel Dubar, 1983). Sur un premier ensemble (1 et 2) d'âge miocène supérieur viennent des formations (3, 5, 6a) d'âge pliocène inférieur à moyen. Le Pliocène supérieur est représenté par les formations 6b, 7a, 8a (brèches de Balène inférieures). La partie sommitale du complexe : 7b, 8b (brèches de Balène supérieures) appartient au Villafranchien supérieur. NR1 à NR3, niveaux repères. Cercles noirs étoilés : gisements de mammifères.

Georges Clauzon *et al.*, (1987) montrèrent, grâce à la biostratigraphie des gisements de rongeurs, l'hétérochronie du dépôt de la base des poudingues de Valensole et la dynamique de la progradation conglomératique, qui s'effectue depuis l'apex du cône initial de Valensole jusqu'en Basse-Provence, du Serravallien au Tortonien, à la vitesse de progradation moyenne de 16 m/1000 ans. Ces auteurs soulignèrent que la tectonique « *pontienne* » à l'origine de la sédimentation molassique des poudingues de Valensole excède donc la durée du Miocène supérieur, dès lors « *qu'au Miocène moyen elle fait déjà l'objet d'un enregistrement sédimentaire* ».

L'analyse pétrographique des galets des poudingues de la Formation de Valensole et l'étude statistique des différentes stations de galets ont été effectuées par Hubert Mercier dans sa thèse (1978). Il en ressort que le complexe détritique de Digne-Valensole résulte exclusivement de l'érosion des seules unités alpines comprises entre Pelvoux et Argentera-Mercantour et ce, jusqu'au Mindel.

14. Le Quaternaire

Après les premières synthèses (1939 ; 1951), effectuées par **Georges Denizot**, les recherches modernes sur la géologie du Quaternaire furent marquées par la soutenance de deux thèses de doctorat d'État : en 1956, celle de **Jean-Joseph Blanc** sur la sédimentologie des formations littorales et sous-marines de la Provence occidentale, suivie, en 1962, de celle d'**Eugène Bonifay*** sur les terrains quaternaires du Sud-Est de la France.

Ces deux auteurs n'auront de cesse, tout au long de leur carrière, de collaborer et d'enrichir les connaissances sur le Quaternaire provençal et de former plusieurs élèves à son étude. Entre-temps, le Quaternaire de la vallée de la Durance et de la Crau avait fait l'objet des travaux de **Franck Bourdier** (1910-1985), dans le cadre de sa thèse sur le bassin du Rhône (1958), et auparavant (1954), de ceux d'un géographe, **Jean Tricart** (1920-2003), professeur de géographie à l'université de Strasbourg, qui porta une attention particulière aux phénomènes morpho-climatiques.

Les recherches sur la géologie des terrains quaternaires vont se dérouler en parallèle avec celles qui ont été menées sur les remplissages et les industries préhistoriques des

grottes et des cavités souterraines ou sous-marines[35] et dans lesquelles s'illustreront des équipes des universités d'Aix-Marseille, comme notamment celles de Max Escalon de Fonton et d'Henri de Lumley pour la préhistoire, et de Jean-Joseph Blanc pour les systèmes karstiques.

Ainsi, en Provence, peut-être plus que dans d'autres régions, une collaboration étroite va se nouer entre stratigraphes, paléontologues, sédimentologues, préhistoriens, géomorphologues, paléomagnéticiens, au bénéfice d'une compréhension d'ensemble des différentes formations du Quaternaire .

a. Les terrains continentaux

Vallée de la Durance

Si les vestiges des trois dernières glaciations, Mindel, Riss et Würm ne posent aucun problème en amont de Sisteron (Durance alpine), il n'en est pas de même dans la partie aval (moyenne Durance) où les auteurs ont été partagés sur l'existence de dépôts glaciaires et sur l'avancée des glaciers quaternaires dans cette partie de la vallée.

Georges Denizot (1947), à la suite des géologues alpins, estima que le glacier rissien n'avait pas dépassé Sisteron. Jean Tricart crut pouvoir affirmer que le glacier serait parvenu à une vingtaine de kilomètres en aval de Sisteron, mais qu'il serait mindélien et non rissien et Franck Bourdier réduisit l'avancée glaciaire maximale à une dizaine de kilomètres en aval de Sisteron.

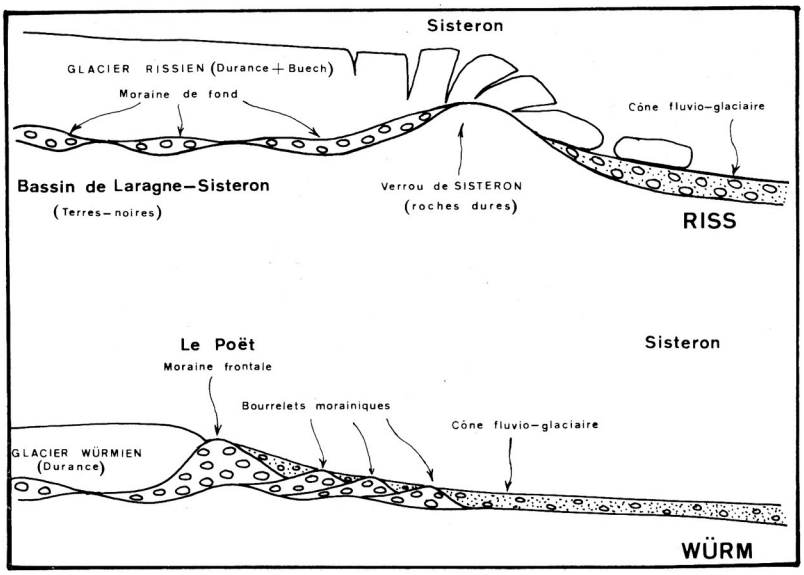


Fig. 76. Interprétation des fronts glaciaires rissiens et würmiens dans la région de Sisteron (d'après Eugène Bonifay, 1967). Noter l'extension du glacier de la Durance jusqu'au verrou de Sisteron pendant le Riss et son important retrait au Würm.

[35] Cet aspect particulier du Quaternaire ne sera pas abordé dans cet historique.

En 1967(a), Eugène Bonifay reprit cette question et distingua : un glaciaire mindélien attestant que le glacier durancien s'est avancé au Quaternaire moyen jusqu'à la cluse de Sisteron ; un glaciaire rissien, limité lui aussi au verrou de Sisteron, et auquel fait suite un énorme cône fluvio-glaciaire à l'aval de cette ville ; enfin un glaciaire würmien circonscrit en amont du rocher de Sisteron, suivi d'un cône fluvio-glaciaire moins développé que celui du Riss (fig. 76).

La stratigraphie des terrasses de la Durance a été aussi l'objet de discussions. Dans la moyenne vallée de la Durance, tandis que Franck Bourdier admettait la présence de trois terrasses (étagées du Mindel au Würm), **Michel Dubar** (1983b) en distingua huit, échelonnées du Pré-Donau au Würm récent en rive gauche de la vallée, des Mées à Oraison.

Dans les années 1950, les travaux d'aménagement de la basse Durance par Électricité de France, facilitèrent l'étude détaillée des terrasses quaternaires par Eugène Bonifay dans sa thèse. Ce dernier put distinguer des lambeaux très exigus de terrasses du Quaternaire ancien, des terrasses rissiennes et une terrasse würmienne très développée.

Mentionnons les travaux de sédimentologie effectués (1979) par **Nicolas Fedoroff** et Claude Redondo sur les paléosols fersiallitiques des terrasses de la Bléone et de la Durance, dont les résultats indiquent que la rubéfaction a marqué tous les sols de la région, de la fin du Tertiaire jusqu'à l'Holocène, et que leur développement s'est effectué sous un climat constant, sans enregistrement d'épisode de refroidissement caractérisé.

Les loess sont bien représentés dans la vallée de la Durance et une ébauche chronologique en a d'abord été établie par Bourdier dans la moyenne vallée de la rivière. Toutefois, les travaux d'aménagement du canal EDF sur la rive gauche de la basse Durance, entre Cadarache et Mirabeau, ont permis à Bonifay (1962) d'effectuer des observations très détaillées sur la stratigraphie de ces formations. Selon Bonifay, les loess anciens datent de l'avant-dernière période glaciaire (Riss). Les loess récents peuvent être subdivisés en quatre ensembles : ils correspondent vraisemblablement aux quatre stades principaux de la dernière glaciation. Les deux premiers stades correspondraient au Moustérien ; le troisième, le plus répandu, date du début du Paléolithique supérieur, le quatrième étant contemporain de la fin de la glaciation würmienne (Magdalénien supérieur).

Grâce aux travaux de dérivation de la RN 96 sur la commune de Lurs, Eugène Bonifay et **Jean-Jacques Tiercelin** (CNRS, Marseille-Luminy), ont pu préciser (1978) la stratigraphie des loess et limons loessiques de la moyenne vallée de la Durance. Les loess anciens (rissiens) y sont importants tandis que les loess würmiens sont, par contre, peu développés. Les limons post-würmiens contiennent partout, en abondance, des industries préhistoriques du Néolithique, appartenant, dans leur grande majorité, à la civilisation chasséenne.

La Crau

Après les études fondatrices de François Fontannes (1884) et de Louis Collot (1904), il fallut attendre les travaux de Georges Denizot (1939) pour assister à un examen d'ensemble et une cartographie (feuille d'Arles à 1/80 000, 2e édition) des dépôts de la Crau.

Collot, puis Denizot ont distingué deux Crau : la Crau d'Eyguières (ou Crau d'Arles) et la Crau de Miramas (ou Grande Crau). Comme Fontannes l'avait démontré le premier, la Crau d'Eyguières repose sur le Pliocène marin : elle se serait formée à la fin du Pliocène (Villafranchien), tandis que la Crau de Miramas serait quaternaire, tantôt attribuée au Riss (Franck Bourdier), tantôt au Würm (Eugène Bonifay).

Ultérieurement, une étude stratigraphique et sédimentologique minutieuse a été menée (1978) par **Émile Colomb** et **Robert-Max Roux** (université d'Aix-Marseille), qui a débouché sur de nouvelles interprétations et des corrélations avec le Quaternaire durancien.

Ces auteurs ont distingué dans chacune des deux nappes de cailloutis reconnues par leurs prédécesseurs plusieurs formations originales et des lambeaux de terrasses intermédiaires :

- un premier cycle de dépôts (Villafranchien inférieur) correspondant à la Crau d'Eyguières, est équivalent des très hautes terrasses duranciennes ;
- le second cycle (Pléistocène supérieur) correspond à la Crau de Miramas, prolongement des basses et moyennes terrasses duranciennes.

La transition entre le premier et le second cycle de dépôts se serait produite sous l'effet de facteurs tectoniques et climatiques. Pour ces auteurs, la Durance n'a pu rejoindre son cours actuel et devenir affluent du Rhône qu'après l'abaissement ou la disparition du seuil d'Orgon, le phénomène ayant, pour eux, vraisemblablement une origine tectonique.

Pour Claude Gouvernet (1959*)* le changement de cours de la Durance entre le Pliocène et le Quaternaire ancien est dû à un basculement tectonique vers le Sud de la nappe de cailloutis d'Eyguières formant un vaste glacis sur le bord méridional des Alpilles. Dans ce nouveau cadre géographique du début du Quaternaire, la Durance abandonne son lit d'Eyguières et emprunte le couloir effondré et érodé de Lamanon, itinéraire déjà envisagé dès le XVIII^{e} siècle par l'abbé Jean-Pierre Papon, (cf. p. 19). À la fin du Pléistocène, la Durance a cessé de passer par le pertuis de Lamanon pour devenir un affluent du Rhône.

Vallée de l'Huveaune

Eugène Bonifay montra (1962) qu'il existe trois niveaux principaux de terrasses : une haute terrasse fortement altérée en surface (Mindel ?), une moyenne terrasse (rissienne) et une basse terrasse (würmienne), très bien représentée et qui permet de retracer l'évolution paléoclimatique de la zone côtière de la Provence occidentale au cours de la dernière période froide.

La vallée de l'Huveaune est occupée, près de Pont-de-Joux, par des masses importantes de tufs récents qui livrèrent à Bonifay des restes de foyers et d'industries permettant une datation comprise entre le 8^{e} et le 12^{e} siècle avant J.-C. (période du Bronze).

La riche flore de ces niveaux de tufs fit l'objet d'une étude avec René Molinier, professeur de botanique à l'université d'Aix-Marseille : l'association végétale (abondance du noisetier) traduit, vers le premier millénaire avant J.-C., un climat nettement plus humide que de nos jours.

b. Les formations marines

Peu de temps après l'essai (1951) de Georges Denizot sur les anciens rivages de la Méditerranée française parut en 1953 l'étude sédimentologique et stratigraphique des terrains quaternaires littoraux de Provence occidentale, effectuée de concert par Jean-Joseph Blanc et Eugène Bonifay. Dans ce travail, ces auteurs montrèrent le développement limité des formations marines authentiques dans la zone étudiée et, en revanche, l'importance des niveaux dunaires fossiles qui furent souvent confondus avec des terrains marins.

Par la suite, Bonifay contribua (1962) à clarifier la nomenclature des étages du Quaternaire méditerranéen, dont il retint les subdivisions suivantes : Calabrien, Sicilien, Tyrrhénien, Versilien, et il proposa leur équivalence avec la chronologie glaciaire.

Selon lui, le Sicilien n'existerait pas sur le littoral provençal ; la plupart des lambeaux de sédiments marins quaternaires fossilifères des côtes de Provence (et les dunes fossiles qui les recouvrent) pouvant sans hésitation être rapportés à l'ensemble tyrrhénien. L'altitude des dépôts littoraux est généralement comprise entre +1 et +2 m, mais, en certains points (La Mède et les îles du Frioul) ; le littoral correspondant se trouve à +8 m.

Mireille Provansal et ses collègues ont identifié cependant (1995), sur la bordure septentrionale de l'étang de Berre, un littoral fossile situé à +10/12 m, qui appartiendrait au Pléistocène moyen ; les faciès littoraux transgressifs du Tyrrhénien se situent en contrebas (+4 m) de ces niveaux et ont fourni pour la séquence marine terminale un âge U/Th de 90 200 ans.

La régression pré-versilienne (à la cote d'environ -100 m) a eu des répercussions sur l'évolution morphologique de la marge continentale provençale et, comme conséquence logique, un surcreusement des vallées à leur débouché sur la mer.

La transgression versilienne a atteint son maximum à une époque que l'on s'accorde en général pour placer au Néolithique. Pour Bonifay, depuis le début de l'époque proto-historique, le niveau de la Méditerranée n'a plus varié et, « *sur les côtes de Provence la transgression versilienne n'a jamais dépassé le niveau actuel* ».

Cette assertion a été confirmée par la découverte de la grotte Cosquer qui a prouvé une remontée récente du niveau de la mer n'ayant jamais dépassé le zéro actuel puisque les peintures de la grotte, exécutées il y a plus de 18 000 ans sont absolument intactes au-dessus (Jacques Collina-Girard, 1997).

Les recherches effectuées par **Gilbert Bellaiche** (1972a) sur la plate-forme littorale, dans le golfe de Fréjus, ont montré l'existence d'une dalle quaternaire et de conglomérats qui correspondent vraisemblablement au niveau du maximum de la régression würmienne et qui se terminent par un ressaut morphologique vers la cote -100 m.

En 1966, deux découvertes de formations plio-quaternaires immergées sur le précontinent marseillais furent faites simultanément par les chercheurs du laboratoire de géologie marine de Marseille.

Dans la partie sommitale du canyon de la Cassidaigne, des dragages révélèrent à Jean-Joseph Blanc et à son épouse, **Laure Blanc-Vernet**, l'existence de calcarénites dont les foraminifères se rapprochent de formes du Pliocène.

Les galeries karstiques qui affectent le calcaire urgonien du banc de Veyron, au large de Marseille, furent explorées en plongée par **Claude Froget**, qui y découvrit un remplissage de grès coquilliers attribuables au Quaternaire ; à -25 m existe un trottoir d'algues qu'il attribua à un stationnement de la mer versilienne au cours de sa remontée.

Entre 1968 et 1978, les campagnes de recherche sur le littoral provençal avec le navire *L'Archéonaute* permirent aux spécialistes du Quaternaire d'explorer des grottes et de nouveaux témoins immergés des lignes de rivage du Sicilien et du Tyrrhénien. Les prospections en scaphandre autonome portèrent surtout sur la portion de côte calcaire à faciès urgonien située entre Marseille et Cassis et mirent en évidence, entre 0 et -30 m (Eugène Bonifay et Jean Courtin, 1980), des affleurements importants de lambeaux indurés de sédiments pléistocènes dans lesquels alternent les faciès marins littoraux et les dépôts continentaux, parfois fossilifères et à industries préhistoriques.

La découverte par **Henri Cosquer**, en 1991, sur la côte marseillaise (Cap Morgiou), de peintures rupestres préhistoriques dans la grotte sous-marine qui porte désormais son nom (fig. 77), puis leur authentification par les préhistoriens (Jean Clottes *et al*., 1992), et leur datation de 18 440 ans BP inaugurèrent une nouvelle série de travaux sur le Quaternaire du précontinent provençal.

C'est d'abord **Jacques Collina-Girard** (CNRS, Aix-en-Provence) qui dressa (1992) une carte morphologique du précontinent marseillais entre Carry-le-Rouet et Cassis (fig. 77) et y découvrit plusieurs lignes de talus submergés à trois niveaux de profondeur différents, indices de probables niveaux de stationnement marin lors de la remontée eustatique de la transgression versilienne.

Un carottage effectué sur une ligne de talus sous-marin au Sud du plateau de Planier, au large de Marseille, par -100 m de fond, révéla (Collina-Girard *et al*., 1996) un paléorivage (ancien cordon littoral) daté de 13 850 ans BP, en accord avec les courbes admises pour la remontée fini-würmienne du niveau marin.

Collina-Girard a effectué (1997) un relevé de profils en plongée (entre -60 m et la surface) entre Carry-le-Rouet et l'île de Porquerolles et a distingué plusieurs replats d'érosion aux profondeurs de -55 m, -46 m, -25 m, -17/18 m, -11 m, interprétés comme des façonnements d'âge holocène, d'origine eustatique, lors de la remontée du niveau marin.

Auparavant, Bonifay et ses collègues avaient observé (1971), dans la région de Marseille, des traces de stationnement de la transgression versilienne et avaient pu dater ces stades transgressifs dans la grotte immergée de la Trémie à Cassis.

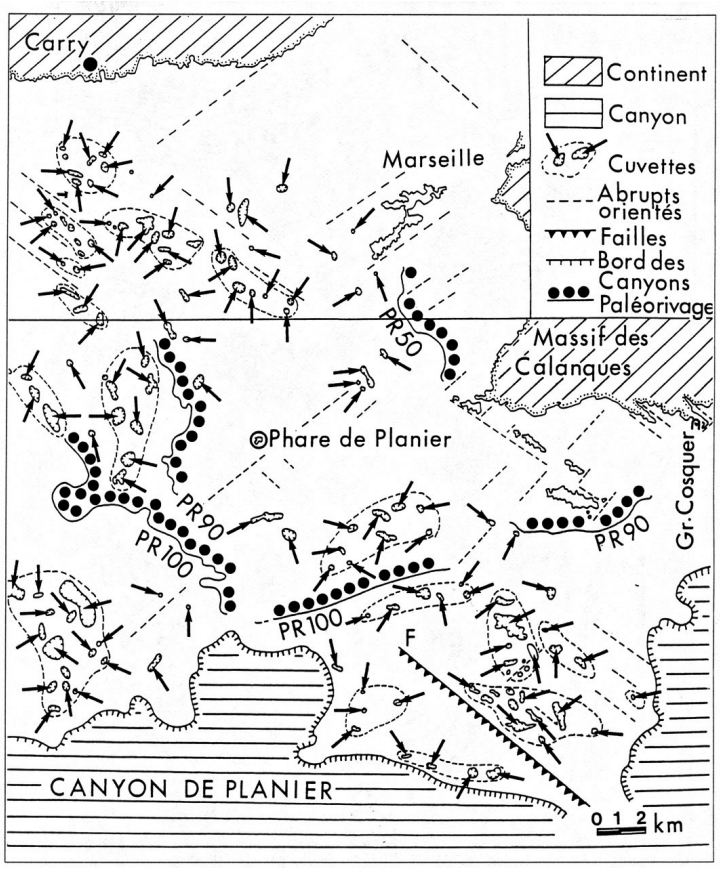


Fig. 77. Carte bathymétrique et morphologique du précontinent au large de Marseille (d'après Jacques Collina-Girard, 1992). Noter les reliques de morphologie karstique, héritées de la régression du Würm et les niveaux probables (PR) de stationnement marin (paléorivages) à -100 m, -90 m, -50 m, correspondant aux paliers de remontée de la transgression versilienne. À droite de la figure, emplacement de la grotte Cosquer.

B. L'exploration géophysique de la croûte

Dès le début des années 1960, l'acquisition de profils sismiques à terre, comme en mer, va conduire à la mise en évidence des structures profondes de la Provence. Les techniques d'observation spatiale ou de surveillance sismique vont être utilisées dans les études de néotectonique et de sismotectonique qui prirent un important développement au cours des dernières années.

L'exploration géophysique du Sud-Est de la France fut menée, dès 1959, par l'Institut de Physique du Globe de Paris, et se concrétisa par la publication (Maurice Recq, 1972) d'une carte des courbes d'égale profondeur de la discontinuité de Mohorovicic en Provence et de la mise en évidence d'un épaississement sensible de la croûte terrestre sous le massif des Maures.

La profondeur maximale de la discontinuité de Mohorovicic atteint 36 km sous la bordure septentrionale du massif, indiquant l'existence d'une racine de la croûte dans cette région. Les données de la géophysique montrent la présence d'une importante faille d'orientation NE-SW au Nord des Maures, affectant toute l'épaisseur de la croûte terrestre et séparant approximativement la Provence cristalline de la Provence calcaire.

Gilles Ménard (université de Grenoble) compléta cette étude de la croûte en établissant (1980) une carte de la profondeur du socle anté-triasique dans le Sud-Est de la France à partir de sismique réflexion et de données de forages ayant atteint le tégument permien ou le socle paléozoïque (massif de Carpiagne, Gréoux, Les Mées).

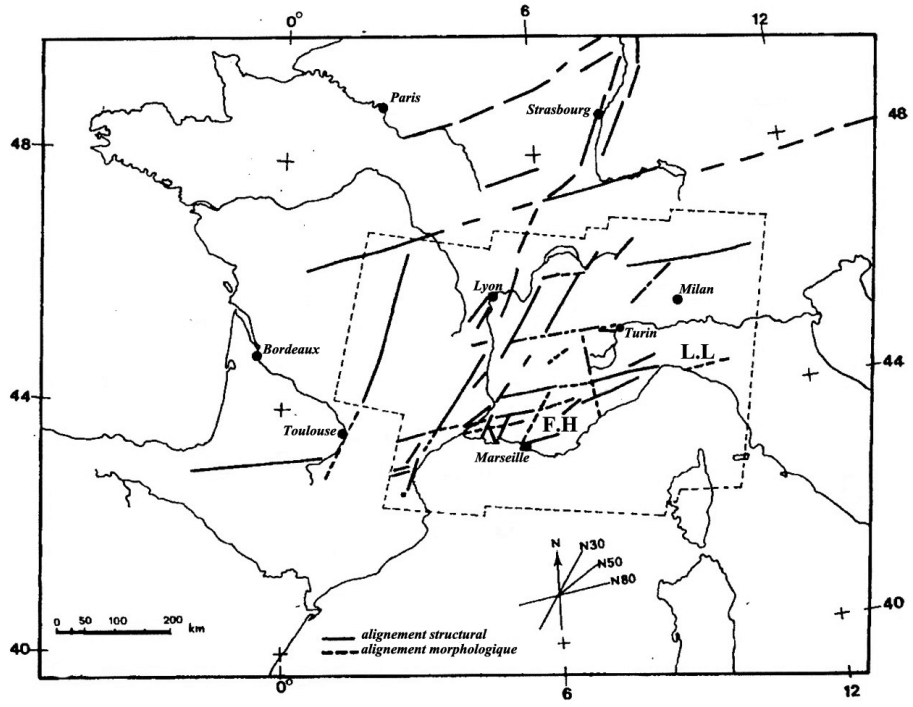


Fig. 78. Principaux alignements structuraux ou morphologiques mis en évidence par télédétection (d'après Jacques Guillemot et al., 1973, simplifié). Noter les différents tronçons NE-SW du linéament ligure (L.L.), et la faille de la Basse-Huveaune (F.H.).

À l'Est des failles d'Aix et de la Durance s'étend un domaine où le socle ne s'enfonce guère au delà de -2 km alors qu'il atteint des profondeurs beaucoup plus grandes (jusqu'à -11 km) à l'Ouest de ces accidents.

L'étude de la Provence par télédétection a été effectuée, tout d'abord, par les géologues de l'Institut français du Pétrole (Jacques Guillemot *et al*., 1973) à partir des images spatiales obtenues par le satellite *ERTS 1*. La Provence est affectée de deux directions d'alignement (N 80 et N 30) « *dont l'extension géographique est très vaste, rappelant un système de failles coulissantes conjuguées* » (fig. 78).

Parmi les alignements sensiblement Est-Ouest, la « *faille ligure* », très apparente dans la région de Gênes est soulignée en Provence par deux alignements : au Nord, l'axe Ventoux-Lure et au Sud l'axe Luberon-Alpilles. Concernant les alignements N30, sont particulièrement marquées les failles d'Aix et de la Durance ainsi que la faille Salon-Cavaillon.

Les images spatiales du satellite *ERTS* 1 ont ensuite été exploitées par Jean Chorowicz (université de Paris VI) et ses élèves (J. Chorowicz et S. Paul, 1974 ; V. Carrère et J. Chorowicz, 1982). Ces auteurs se sont attachés à proposer une chronologie de la formation de ces réseaux d'accidents et à étudier certaines structures de la couverture qui leur correspondent.

La *Synthèse géologique du Sud-Est de la France* (Serge Debrand-Passard (Dir.), 1984), comporte un grand nombre de cartes de puissance et de faciès des différents étages de la série stratigraphique, qui montrent, en particulier, la répartition et l'évolution des zones de subsidence en Provence au cours du cycle alpin.

Très récemment, les chercheurs du Collège de France (CEREGE, Aix-en-Provence), sous la direction de **Xavier Le Pichon** et **Claude Rangin**, ont étudié la géodynamique du bassin du Sud-Est déduite de cartes de la profondeur du socle et des principaux horizons sédimentaires obtenus à partir des profils sismiques et forages disponibles (X. Le Pichon *et al*., 2010).

C. La découverte du précontinent provençal

C'est sur le précontinent de la Basse-Provence cristalline que débutèrent les premières explorations sous-marines avec les dragages effectués en 1950, entre -500 et -100 m, par **Jacques Bourcart** (1891-1965) et sa collaboratrice **Claude Lalou** dans les gorges qui entaillent le socle continental au large de Toulon. Sur un socle de phyllades formant l'essentiel du matériel des parois ils observèrent des vestiges d'un remplissage formé de conglomérats et de grès calcaires fossilifères qu'ils rapportèrent, respectivement, au Pliocène supérieur et au Quaternaire.

En 1961, J. Bourcart *et al*. établirent la morphologie de la pente continentale de la Provence et leurs levés permirent de préciser le tracé des canyons sous-marins.

Au début des années 1960, l'exploration de la bordure sous-marine des Maures et de l'Estérel fut entreprise par les chercheurs de la station marine de Villefranche-sur-Mer et de l'Institut de Physique du Globe de Paris. **Louis Glangeaud**, dont l'autorité scientifique était indiscutable, assura la direction de ces recherches. Des études de sismique continue, des carottages et des relevés magnétiques, réalisés en 1965 avec le navire océanographique *Catherine Laurence* apportèrent une moisson importante de données (L. Glangeaud *et al*., 1965) : confirmation de l'affaissement plio-quaternaire de la bordure marine des massifs des Maures et de l'Estérel ; reconnaissance à différentes profondeurs des surfaces d'aplanissement qui caractérisent (comme l'avait montré Léon Lutaud) les massifs émergés, et d'un réseau de failles sous-marines, dont certaines peuvent être reliées à des accidents connus à terre.

C'est ensuite **Guy Pautot** qui étudia (1967), par sismique continue, le haut-fond du Méjean, au Sud de Cannes, et effectua des carottages qui montrèrent que son

substratum est formé principalement de gneiss : le haut-fond est donc le prolongement en mer du massif des Maures ; il est recouvert par une couverture sédimentaire épaisse dont l'âge reste cependant inconnu.

En 1971, la limite méridionale de la structure continentale de la croûte terrestre au large des Maures fut reconnue par **Gilbert Bellaiche**, **Jean Mascle** et **Maurice Recq**, grâce à la sismique et à des carottages et observations *in situ*. La disparition du socle du massif des Maures se produit à une trentaine de kilomètres au Sud des côtes (fig. 79) et s'accompagne d'un « *fort amincissement de la croûte marquant la zone de transition entre la structure continentale et la structure océanique de la croûte terrestre* ».

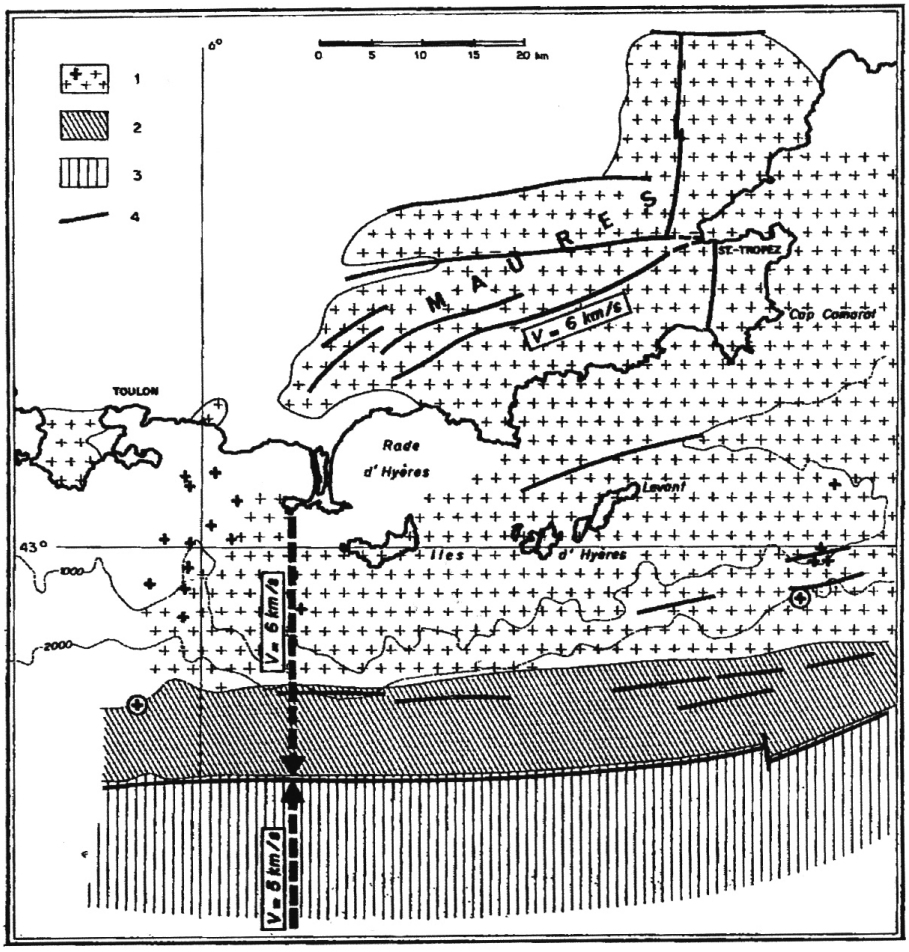


Fig. 79. Carte synthétique montrant la répartition des vitesses des ondes sismiques au large des Maures et la structure sous-marine de ce massif (d'après Gilbert Bellaiche et al., 1971). 1 : socle des Maures (les croix épaisses et les croix encerclées indiquent les points de prélèvement et d'observation directe) ; le socle des Maures se prolonge en mer jusqu'à l'isobathe -2000 m. Il s'ennoie sous les sédiments plio-quaternaires de la plaine abyssale (2) et fait place à une zone sismique de transition (3), dans laquelle apparaissent, plus au Sud, les premiers dômes évaporitiques messiniens. 4 : lignes de failles.

L'exploration du canyon Est-Ouest des Stoechades débuta en 1969, avec les carottages effectués par Gilbert Bellaiche à bord du *Catherine Laurence*, du réflecteur acoustique qui affleure par plus de 2000 m de profondeur dans le fond du canyon. Sous une couverture quaternaire peu épaisse (témoignant de l'existence de phénomènes d'érosion ou de non dépôt) gisent des marnes pliocènes de caractère peu profond, confirmant ainsi l'importance des mouvements verticaux d'effondrement qui ont affecté la côte des Maures depuis le Pliocène, et qui ont dû se poursuivre pendant le Quaternaire (Bellaiche, 1972b). De tels mouvements s'expliquent par le rejeu des grands accidents de direction pyrénéenne qui affectent le massif des Maures. D'autres sondages (Bellaiche *et al*., 1976) mirent en évidence, dans ce même canyon, des sédiments marins fini-oligocènes-aquitaniens, colmatant la partie terminale de la vallée sous-marine, impliquant l'existence d'une morphologie d'érosion très accentuée dès cette époque.

Jacques Angelier *et al*. (**Groupe Estocade**), à bord de la soucoupe Cyana, explorèrent (1977) les canyons des Stoechades et de Saint-Tropez et confirmèrent les observations de Gilbert Bellaiche. Cette plongée a montré l'existence d'une série marine détritique oligo-aquitanienne épaisse (au moins 700 m de puissance) constituant les versants des canyons, surmontée par une série plio-pléistocène[36] (fig. 80). Le Miocène semble totalement manquer, ou être très réduit, accréditant son érosion subaérienne au cours du Messinien.

La marge provençale, au large de la côte des Maures, a fait l'objet très récemment (**Obone-Zue-Obane** *et al*., 2011), d'une exploration (campagne MAURESC) en vue de retracer l'enregistrement de la crise de salinité messinienne dans cette région. Les profils sismiques révèlent l'existence, en pied de pente, d'un corps détritique, vraisemblablement alimenté par l'érosion aérienne messinienne et contemporain du dépôt du sel dans le bassin.

L'exploration du précontinent au large de Marseille n'intervint qu'à partir de 1966, date à laquelle la multiplication des dragages et l'utilisation de la soucoupe plongeante Cousteau permirent aux chercheurs de rapporter des échantillons prélevés sur les affleurements rocheux. Des pointements d'Urgonien et d'Aptien furent ainsi relevés par **Jean-Joseph Blanc** et **Laure Blanc-Vernet** au Sud de l'île de Riou et dans la baie de Cassis, et le socle paléozoïque fut reconnu par sismique réfraction au large de La Ciotat, sous le banc des Blauquières (Jean Ducrot, 1967).

Deux années plus tard (1969), **Olivier Leenhardt** (Musée de Monaco) et ses collègues mirent en évidence par sondage sismique continu, réalisé à bord de la *Calypso,* sous le plateau du Planier, une série horizontale (plio-quaternaire) reposant, par l'intermédiaire d'une surface d'arasion attribuée au Pontien, sur un substratum plissé (anticlinaux et synclinaux d'axe NE-SW) haché de failles verticales[37].

---

[36] Cette observation incite à considérer les canyons des Stoechades et de Saint-Tropez comme issus d'un rifting oligo-aquitanien et se raccordant au réseau de rifts mis en évidence par la sismique sur le précontinent provençal et la bordure de la chaîne de la Nerthe.

[37] Dispositif qui sera confirmé par une analyse géomorphologique effectuée par Jacques Collina-Girard en 1999.

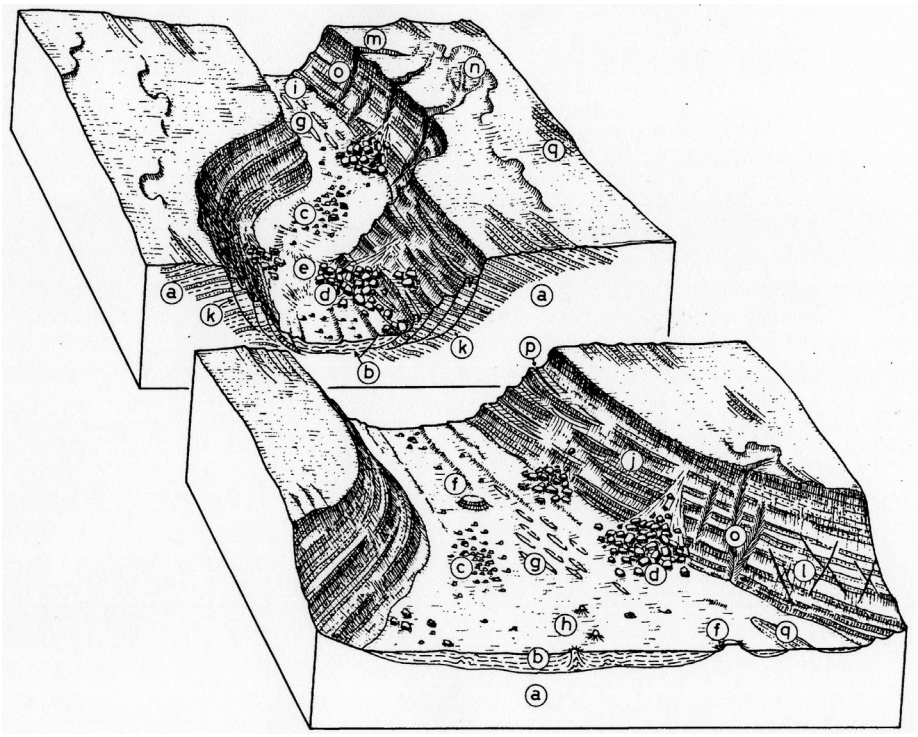


Fig. 80. Bloc diagramme du canyon des Stoechades et de Saint-Tropez (d'après Jacques Angelier et al., 1977). Le canyon est creusé dans la série oligo-aquitanienne (a) entre -1500 et -2000 m de profondeur. Noter les gradins de failles listriques (k) et divers traits morphologiques, dont des structures attribuées à des diapirs vaseux (h).

Les relevés cartographiques au Seabeam effectués par Bellaiche *et al*. en 1991, sur les cours supérieurs des canyons du précontinent marseillais montrèrent que les morphologies sous-marines sont contrôlées par une série d'accidents de directions NE-SW et NW-SE[38]. Les mêmes directions structurales majeures orientent, dans le massif des Calanques, la découpe du littoral et déterminent la position des principales incisions de la côte (J. Collina-Girard, 1995).

D. La tectonique de la Basse-Provence calcaire

Après 1960, les travaux de cartographie à grande échelle et la réalisation de coupes équilibrées vont avoir pour objectif de reconstituer la tectogenèse des chevauchements provençaux replacés dans le cadre géodynamique de la Méditerranée nord-occidentale et de la chaîne alpine. L'analyse microtectonique va être mise en application sur les champs de fractures des bassins tertiaires et sur les principaux accidents qui affectent la Provence, afin d'en déterminer la cinématique aux différentes époques du Cénozoïque.

[38] J.-J. Blanc *et al*. (1967) avaient souligné le rôle majeur des structures tectoniques de plissement et d'effondrement dans le tracé du littoral de la Basse-Provence.

1. Les grands chevauchements de la Basse-Provence calcaire occidentale

a. Le front de chevauchement nord-toulonnais

Considéré comme un trait paléogéographique et tectonique majeur de la Basse-Provence, le front de chevauchement nord-toulonnais, célèbre depuis les travaux de Marcel Bertrand, s'allonge sur une longueur d'une trentaine de kilomètres entre Saint-Cyr-sur-Mer à l'Ouest et la dépression triasique de la Farlède à l'Est, où il s'interrompt par érosion. Il est formé d'un chapelet de petits massifs jurassiques et crétacés à ossature calcaire (Gros-Cerveau, Croupatier, mont Caumes, mont Combe, Le Coudon) dont la structure a été successivement décrite par Émile Haug (1925) puis par **Claude Gouvernet** (1963).

Jean Philip a montré dans sa thèse (1970) la complexité des rapports structuraux entre les massifs calcaires nord-toulonnais et le Crétacé supérieur de la bordure méridionale du bassin du Beausset. L'un des dispositifs les plus spectaculaires de cette complexité de structure concerne la partie occidentale du massif du Gros Cerveau, qui se caractérise par une disparition rapide du Jurassique et du Crétacé inférieur, laissant place, dans la région au Sud de Saint-Cyr-sur-Mer (oratoire Saint-Jean, Fontanieu), à un contact direct du Crétacé supérieur (Santonien) avec le Muschelkalk (cf. p. 153). Depuis Marcel Bertrand, ce contact était interprété comme la trace d'un important accident. En 1967, Jean Philip démontra que ce contact était en réalité une surface de transgression du Santonien (fig. 81), soulignée par un poudingue à éléments roulés de Muschelkalk, que tous les auteurs, à la suite de Bertrand, avaient assimilé à une brèche tectonique.

Il faut ici rappeler la discussion (cf. p. 56) qui opposa dans le secteur de Fontanieu, Marcel Bertrand au géologue suisse Eugène Renevier (1831-1906), au cours de la **Réunion extraordinaire de la Société géologique de France au Beausset** en 1891, ce dernier se refusant à voir dans le conglomérat délimitant le Trias du Santonien une brèche de faille (sans toutefois donner une autre explication). Les esprits n'étaient sans doute pas prêts à admettre une érosion aussi intense de la couverture, antérieurement à la transgression du Santonien.

Indépendamment du problème tectonique posé par l'exhumation précoce du Trias dans cette région, ce fait fournit pourtant une explication plausible de la tectogenèse du chevauchement du Beausset : la mise au jour précoce du Trias a sans doute facilité le décollement de sa couverture et son avancée sur le synclinal du Beausset lors de la phase tangentielle. L'interférence des tectoniques superposées et des phases d'érosion, mises en avant par Léon Lutaud et ses élèves dans la genèse des structures provençales, est remarquablement illustrée par ce secteur clé de la Basse Provence !

La présence d'une importante zone haute antérieure au Santonien, bordant au Sud le bassin crétacé supérieur provençal, s'intègre dans un dispositif paléostructural, constitué de rides et de sillons, ayant pris naissance au cours du Crétacé moyen, et qui s'est perpétué au Crétacé supérieur (cf. p. 140 et 153).

En s'appuyant sur ces observations, Jean Philip et ses élèves reprirent l'étude de l'ensemble des massifs nord-toulonnais et une synthèse fut publiée (J. Philip *et al*., 1987) dans le cadre de la **Réunion extraordinaire de la Société géologique de France**, tenue en Provence en 1985.

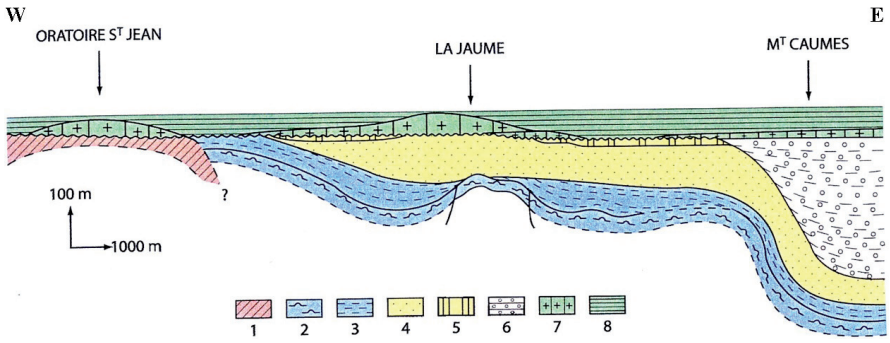


Fig. 81. Les paléo-structures de la bordure sud du bassin du Beausset (d'après Jean Philip 1970, simplifié). 1 : Trias ; 2 : Aptien inférieur ; 3 : Aptien supérieur/Albien ; 4 : Cénomanien inférieur ; 5 : Cénomanien supérieur ; 6 : Turonien ; 7 : Santonien (calcaires à rudistes) ; 8 : Santonien (marnes). Noter l'importance de la ride triasique de l'oratoire Saint-Jean, tardivement recouverte par la transgression du Santonien, et la zone subsidente du mont Caumes au Turonien.

Les auteurs insistèrent dans ce travail sur l'importance du rôle des paléostructures formées à l'Albien et au Turonien dans la tectonique de la région toulonnaise. Certaines zones surélevées à ossature urgonienne (massif du Gros Cerveau) se sont comportées comme de véritables butoirs, peu déformés, bloquant la progression vers le Nord de la nappe à matériel jurassique de Bandol, décollée sur le Keuper.

Au contraire, le débordement de l'allochtone et son chevauchement sur le flanc méridional du bassin du Beausset ont été facilités par un biseautage ou une érosion de la série crétacée, comme cela est le cas pour le recouvrement des collines du Télégraphe (ride triasique de l'oratoire Saint-Jean) ou de la zone des unités du mont Caumes, du mont Combe et du Coudon. Dans ces secteurs, l'avancée de la nappe a provoqué un écaillage de l'autochtone et son débitage par des cisaillements plats. **Christian Bercovici** (thèse, 1983) a particulièrement étudié le développement de ce dispositif structural dans la série renversée du mont Caumes.

Remarquant que les terrains les plus récents affectés par le chevauchement nord-toulonnais sont représentés par le Campanien fluvio-lacustre, J. Philip *et al.* suggérèrent que la phase tectonique majeure ayant conduit au charriage de la nappe de Bandol a dû être plus précoce que dans les autres chevauchements provençaux.

Le flux détritique majeur qui affecte la bordure méridionale du bassin du Beausset à l'Albien supérieur-Cénomanien inférieur et la mise en place de la ride triasique de Saint-Cyr antérieurement au Santonien, peuvent indiquer le soulèvement (et l'érosion) du socle toulonnais et la mise en mouvement de sa couverture au cours du Crétacé supérieur. L'hypothèse du charriage de la nappe de Bandol, dès le Maastrichtien, pourrait constituer une explication à la longue phase de non sédimentation (Crétacé terminal à Oligocène) qui caractérise cette partie de la Basse-Provence.

b. Le chevauchement sud-provençal

Rappelons (cf. p. 110) que le concept d'un chevauchement sud-provençal (fig. 38) fut émis par **Jean Aubouin** et **Jean Chorowicz** lors de la **Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Marseille** le 22 mai 1967. Selon ces deux auteurs, ce

contact structural, qui se poursuit depuis la Nerthe, à l'Ouest, jusque dans la Loube, à l'Est, s'enracine axialement à ses deux extrémités et entraîne la Provence méridionale à chevaucher la Provence septentrionale avec de nombreuses complications de détail. Au cours de la période moderne, plusieurs questions relatives à cet important chevauchement vont susciter divers travaux de tectonique.

Le chevauchement sud-provençal s'enracine-t-il dans le massif de la Loube ?

Après celle de Philippe Zürcher (cf. p. 64 ; fig. 19), l'étude structurale du massif de la Loube fut reprise en 1959(b) par **Guy Mennessier** qui attribua son chevauchement vers le Nord à des déplacements en profondeur de panneaux de socle (tectonique de voussoir) et en minimisa l'amplitude (kilométrique selon lui). L'étude de la zone de liaison Sainte-Baume-Loube (cf. fig. 38) fut réalisée successivement : en 1972, par **Ricardo Thiele** (université Pierre et Marie Curie, Paris, élève de Jean Aubouin) puis, en 1974, par **Bernard Eisenlohr** (université de Provence) dans leurs thèses respectives.

Pour J. Aubouin *et al*. (1976), le chevauchement de la Loube s'effectue sur le Crétacé supérieur du synclinal de Camps-Engardin, à la faveur d'une série de décrochements syntectoniques, sénestres à l'Ouest, dextres à l'Est, dont le jeu d'ensemble, extensif, est la cause de la déchirure de la Roquebrussane et de l'extrusion du Trias. Le chevauchement s'arrête brusquement contre le décrochement le plus oriental, dit de l'Amarron, au-delà duquel le Jurassique du massif de la Loube s'ennoie périclinalement sous le synclinal de Camps, sans trace de contact anormal. Cette interprétation fut cependant contestée par Eisenlohr qui reprit l'étude tectonique de la Loube sous la direction de Gérard Guieu, en réalisant une excellente carte à 1/10 000, malheureusement non reportée sur la feuille Cuers à 1/50 000. Pour Eisenlohr (1974b), le Trias de la Roquebrussane est allochtone et conservé dans un couloir d'effondrement postérieur à la mise en place du chevauchement ; le massif de la Loube serait entièrement décollé sur le Trias et largement chevauchant sur le synclinal crétacé supérieur d'Engardin (l'amplitude serait au moins de trois kilomètres) ; pour Eisenlohr, le front de chevauchement ne s'arrête pas à l'Est au roc de Candelon, mais il est transféré, par un décrochement oblique sénestre, dans les collines jurassiques et triasiques de la Celle, au Sud de Brignoles, où le chevauchement sud-provençal s'enracinerait.

Cette hypothèse, qui implique l'allochtonie du synclinal de Camps, a été privilégiée sur la feuille Brignoles à 1/50 000, publiée en 1979. Elle se heurte, toutefois, à l'existence, difficilement contestable, d'une continuité et d'une homogénéité stratigraphique du Crétacé supérieur entre le synclinal de Camps et celui d'Engardin (J. Philip, 1970). Par ailleurs, le sondage de Garéoult, réalisé dans l'hypothèse de l'allochtonie totale du massif de la Loube, avec l'objectif de trouver un prolongement vers le Sud de la couche de bauxite d'Engardin, a traversé 450 m de Trias très chaotique, sans rencontrer le minerai, ni le Crétacé supérieur qui en constitue normalement le toit. La terminaison orientale du chevauchement sud-provençal reste ainsi une question encore non entièrement résolue.

Les massifs de l'Olympe et de l'Aurélien font-ils partie du chevauchement sud-provençal ?

L'ensemble Olympe-Aurélien (localisation, fig. 88) avait été considéré par **Gérard Guieu**, dans sa thèse (1968), comme une écaille de couverture chevauchant le bassin de l'Arc avec une flèche de 4 km environ, et enracinée à l'Ouest dans le noyau anticlinal du pli-faille du Regaignas, et au Sud dans la retombée septentrionale du dôme de la Lare.

Pour **Jean Aubouin** et **Jean Chorowicz** (1967), l'Olympe-Aurélien représente une unité chevauchante indépendante du chevauchement sud-provençal et qui doit être rattachée à l'autochtone relatif de la Provence septentrionale.

En 1979 cependant, Gérard Guieu, associé à Claude Rousset, révisa sa position initiale et ces deux auteurs rattachèrent l'unité de l'Olympe-Aurélien au chevauchement de la Sainte-Baume dont elle représenterait, selon eux, la zone frontale, doublant ainsi la flèche de recouvrement de ce massif (environ 20 km). L'argumentation des auteurs tient principalement dans l'analogie supposée des faciès du Lias et du Dogger entre la série normale chevauchante de la Sainte-Baume et celle de l'Olympe-Aurélien, et dans la réinterprétation de certains éléments structuraux déjà connus (p. ex. la klippe de Notre-Dame d'Orgnon, dans le massif de la Sainte-Baume). Cette nouvelle interprétation ne reçut pas de confirmation ultérieure, diverses objections ayant, au contraire, été émises.

Michel Popoff a ainsi montré dans sa thèse (1973) que le Crétacé supérieur de la dépression des Puits, interprétée par Guieu et Rousset comme une écaille entraînée sous le chevauchement de l'Aurélien et apparaissant en fenêtre dans le cœur du massif, est en réalité « *l'affaissement d'un coin de Jurassique* » le long de la faille longitudinale des Puits, préservant au-dessus de la bauxite un mince liseré de Santonien marin surmonté du Valdonnien. Les lambeaux de terrains conglomératiques jalonnant le contact du Trias de Rougiers avec le Jurassique de l'Aurélien, et considérés par Guieu et Rousset comme des écailles de Crétacé supérieur traînées sous le charriage de l'Aurélien, se sont révélés être, en réalité, des conglomérats fluviatiles miocènes discordants sur différents termes du substratum (P. Laville, 1979, rapport BRGM, inédit).

De plus, dans sa thèse (2007), **Philippe Léonide** (université de Provence) a montré que la série liasique de l'Olympe-Aurélien se différencie en fait de celle de l'allochtone de la Sainte-Baume. Ainsi, est-on amené, avec raison, à mettre en doute l'allochtonie de l'Olympe-Aurélien et à admettre l'indépendance de cette unité par rapport au chevauchement sud-provençal, tel qu'il a été défini par Aubouin et Chorowicz.

Comme l'avait initialement reconnu Gérard Guieu dans sa thèse, l'ensemble Olympe-Aurélien est le seul exemple de chevauchement « *dans ce qui constitue fondamentalement l'autochtone sud-provençal* […] *et peut représenter une partie de l'ancienne couverture du Trias de l'Huveaune* ».

La terminaison occidentale du chevauchement sud-provençal : les relations entre chaîne de l'Étoile et chaîne de la Nerthe

Nous abordons ici l'un des problèmes les plus complexes de la géologie provençale qui, depuis Marcel Bertrand et Joseph Répelin, a fait l'objet de nombreuses recherches n'ayant abouti, jusqu'à maintenant, à aucune solution définitive. Pour la clarté de l'exposé, nous traiterons tout d'abord des travaux de la période moderne sur la tectonique de la chaîne de la Nerthe occidentale ; nous aborderons ensuite la difficile question des relations structurales entre la Nerthe orientale et l'Étoile, pour terminer par la présentation d'une étude récente qui relance le débat sur ces deux aspects des recherches.

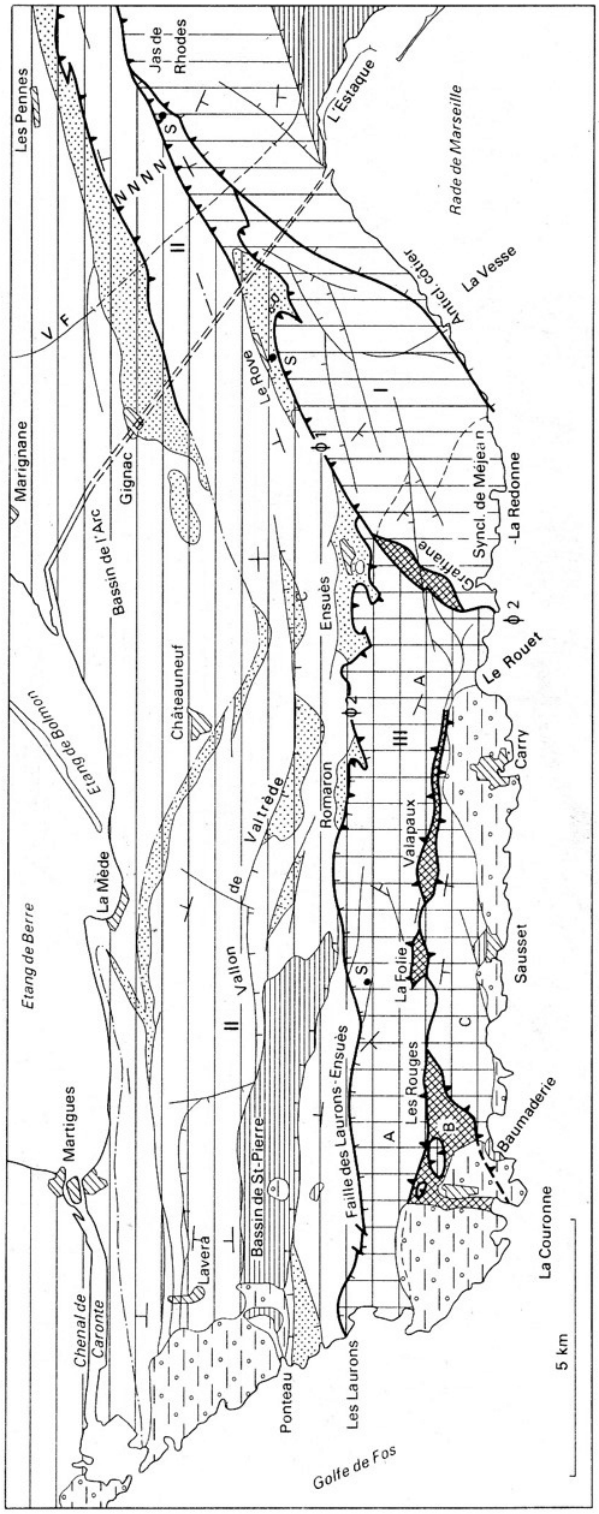


Fig. 82. Schéma structural de la chaîne de la Nerthe (d'après Gérard Guieu, 1973). Dans cette interprétation, la Nerthe méridionale (5) chevauche (Φ2) la Nerthe autochtone (2) ; noter les fenêtres tectoniques des Rouges, de la Folie et de Valapaux. La Nerthe méridionale chevauche le massif de l'Étoile dans la zone de Graffiane (Ecaille parautochtone).Compartiments : A/ des Chapats ; B/ de la Couronne ; C/ de Sausset. 6 : Aptien ; 7 : Oligocène ; 8 : Miocène ; S : Sondage CFP de la Folie.

Tectonique de la Nerthe occidentale

La Nerthe occidentale, appelée ainsi par Gérard Guieu dans sa thèse (1968), concerne les collines très aplanies qui s'étendent à l'Ouest du méridien d'Ensuès, jusqu'au golfe de Fos[39] (fig. 82).

Cette région avait fait l'objet du travail pionnier de Léon Lutaud qui, le premier, en effectua une cartographie précise et souligna (1957) l'importance des tectoniques superposées dans la tectogenèse de la chaîne, couplées aux phases d'érosion.

Aidé par Claude Froget et Max Roux (université d'Aix-Marseille II), Gérard Guieu effectua, à son tour, une minutieuse cartographie de la Nerthe occidentale (Froget *et al*., 1966, feuilles Istres 1re édition, 1975 et Martigues 2e édition, 1977 à 1/50 000) et en décrivit les aspects structuraux essentiels dans sa thèse (1968).

Guieu interpréta d'abord la zone littorale, dite des dépressions (*unité de la Couronne*), reconnue depuis Marcel Bertrand (où affleure une série réduite de Crétacé moyen et supérieur), comme un repli synforme de l'autochtone du bassin de l'Arc, recouvert par deux chevauchements de vergences opposées : celui de *l'unité jurassique des Chapats* vers le Sud, celui de *l'unité de Sausset* vers le Nord.

Le sondage CFP de La Folie, effectué dans le cœur de l'antiforme jurassique des Chapats (fig. 82) apporta cependant (P. Dufaure *et al*., 1979) des contraintes structurales inattendues : un contact anormal fut mis en évidence par le sondage à la profondeur de -633 m, montrant la superposition de la série jurassique à des écailles d'Aptien-Albien et de Turonien.

Guieu renonça alors à son schéma initial, et interpréta (1973) ce contact anormal comme une preuve du charriage de *l'unité des Chapats* sur l'autochtone – situé plus au Nord – de la Nerthe, et son rattachement à *l'unité de Sausset*, pour constituer un seul et même chevauchement, celui de la *Nerthe méridionale* (fig. 82 et 83), ce que Marcel Bertrand avait admis (1899) à la fin de ses recherches, mais en englobant dans le chevauchement la partie septentrionale de la chaîne, laissée par Guieu dans l'autochtone. Des mouvements verticaux post-nappe auraient permis ensuite l'affaissement de *l'unité des Chapats* le long de la faille des Laurons-Ensuès (fig. 83).

Cette interprétation ne fut toutefois pas retenue par Claude Tempier (1987), qui maintint l'autochtonie de *l'unité des Chapats* et son chevauchement vers le Sud (cf. fig. 86), mais elle fut acceptée par Nourdine Assas (université de Provence) dans son étude (1991) sur les mécanismes de mise en place des chevauchements de la Nerthe.

[39] Ce massif est appelé par certains auteurs (Jean Aubouin, Philippe Dufaure), chaîne de Martigues, le terme de Nerthe *sensu stricto* étant alors réservé aux collines de l'Estaque et du Rove, qui prolongent le massif de l'Étoile vers le Sud-Ouest, jusqu'au vallon de Graffiane.

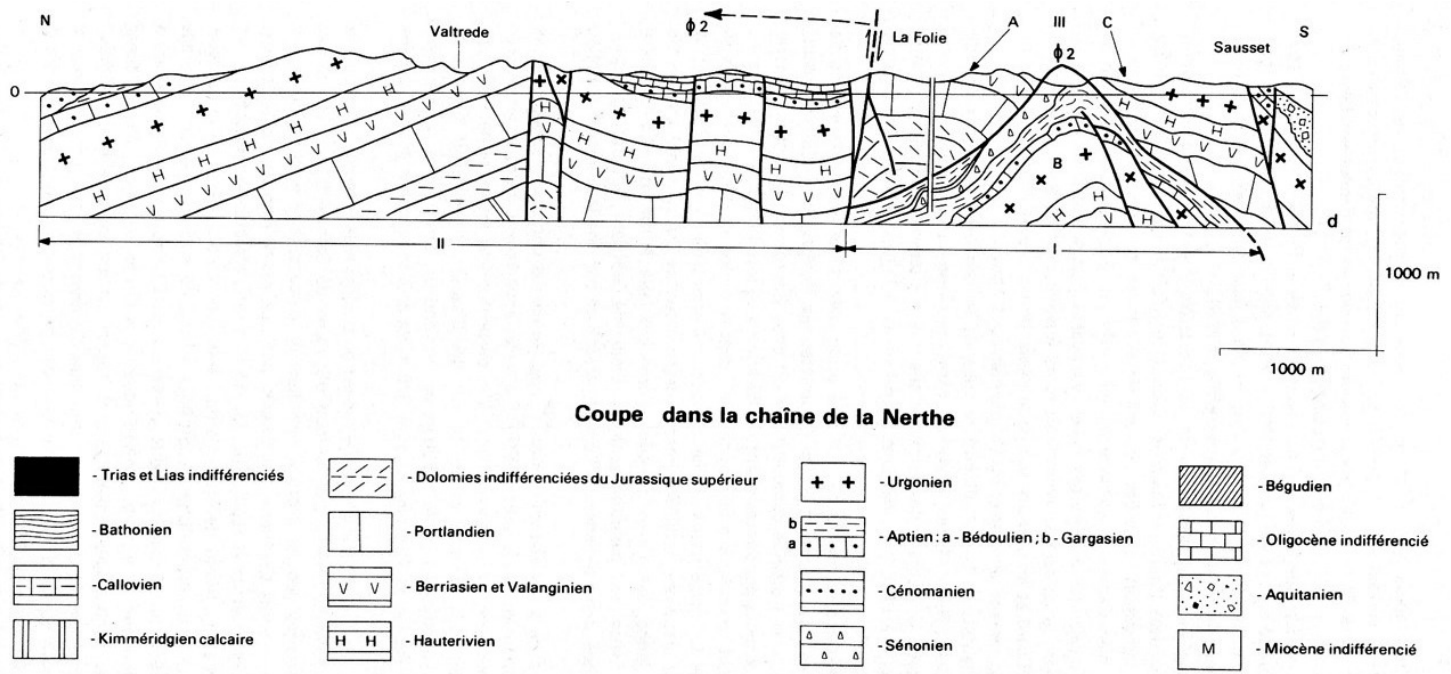


Fig. 83. Coupe de la chaîne de la Nerthe passant par le sondage de la Folie (d'après Gérard Guieu, 1973). Noter la structure anticlinale de la fenêtre tectonique de la Folie mise à jour dans le chevauchement (Φ2) de la Nerthe méridionale.

Les relations entre la Nerthe et l'Étoile

Jean Aubouin et Jean Chorowicz (1967), suivis par **Gérard Guieu** (1968), avaient admis l'enracinement probable du chevauchement sud-provençal dans les collines de l'Estaque et du Rove qui assurent la transition entre la chaîne de l'Étoile et la chaîne de Martigues, la limite entre les deux unités structurales s'effectuant au niveau du couloir aptien de Graffiane. De fait, l'unité de l'Étoile subit dans sa terminaison dans les collines de l'Estaque et du Rove, un abaissement d'axe qui amène à l'affleurement le Crétacé supérieur du synclinal de Méjean-la-Redonne considéré, dans l'hypothèse d'un enracinement, comme l'enveloppe périclinale occidentale de la chaîne de l'Étoile.

Jean Philip souligna cependant (1970) que ce Crétacé supérieur présente de profondes similitudes avec celui du bassin du Beausset, et de grandes dissemblances avec celui de la Nerthe occidentale, ce qui semblait donc impliquer, selon lui, le déplacement pluri-kilométrique vers le Nord du synclinal de Méjean et donc du massif de l'Étoile, qui en constitue le substratum.

Par la suite, Gérard Guieu et Jean Philip montrèrent (1972) que l'Aptien de Graffiane (fig. 82) représente lui-même une écaille parautochtone au front du chevauchement de l'unité des Chapats, écaille venant chevaucher la partie occidentale du massif de l'Étoile. Ils en déduisirent que le chevauchement de la Nerthe méridionale est superposé au chevauchement de l'Étoile.

Mutatis mutandis, le chevauchement de l'Étoile ne s'enracinerait donc pas à Graffiane, mais devrait vraisemblablement se poursuivre sous l'unité allochtone de la Nerthe méridionale, qui serait ainsi l'unité tectonique la plus haute de l'édifice structural Nerthe-Étoile[40].

L'hypothèse de l'allochtonie, proposée par Gérard Guieu, en 1973, a donc établi une cohérence structurale à l'échelle de l'ensemble de la chaîne : un seul grand chevauchement (*unité de Sausset + unité des Chapats*) à vergence nord, secondairement compartimenté par des accidents cassants. Elle a rendu compte, également, du fort écaillage de la série crétacée des dépressions comprenant des unités stratigraphiques très écrasées, parfois renversées, isopiques de la série de Méjean et du Beausset ; en tout cas de provenance méridionale (J. Philip, 1970).

Les derniers développements

La question de la structure de la Nerthe occidentale a été reprise très récemment (2010) par **Louis Andreani** *et al*. (Collège de France, CEREGE), après une étude microtectonique quantitative des grands accidents Est-Ouest qui délimitent les différents compartiments tectoniques. Ces auteurs ont conclu à l'autochtonie de *l'unité des Chapats*, minimisé le chevauchement de *l'unité de Sausset* et réinterprété le massif de la Nerthe comme « *une structure transpressive dextre* », générée par un

[40] Pour Gérard Guieu (1973), le chevauchement de la Nerthe méridionale s'est mis en place au Rupélien moyen et serait par conséquent postérieur à celui de l'Étoile. Toutefois, compte tenu que les calcaires de l'Oligocène inférieur ne sont jamais engagés sous le chevauchement de la Nerthe méridionale, mais le cachètent en certains points, cette étape du schéma chronologique de Gérard Guieu reste hypothétique.

raccourcissement NW-SE à l'Éocène supérieur, qui s'est aussi exercé sur la partie occidentale du massif de l'Étoile. Les accidents transpressifs éocènes Est-Ouest auraient été réactivés par la suite en failles normales durant la distension oligocène.

Ce dernier travail vient donc relancer le débat sur l'interprétation structurale de la Nerthe occidentale (allochtonie ou autochtonie de l'unité des Chapats ?), ainsi que sur la signification et l'âge respectif des failles Est-Ouest qui l'affectent.

Le chaînon de la Nerthe apparaît, en résumé, comme un véritable puzzle tectonique, dont l'agencement n'est pas encore totalement reconstitué, ni précisément daté !

c. Le massif de la Sainte-Victoire

Une première approche de la tectonique de la Sainte-Victoire avait été l'œuvre de **Georges Corroy** (1957 ; cf. p. 91), suivie de celle de **Jean Aubouin** et **Guy Mennessier** (1962). Ces derniers, contrairement à Corroy, admettaient le chevauchement vers le Sud du flanc inverse du pli de la Sainte-Victoire sur le bassin de l'Arc.

L'étude moderne de la structure de la Sainte-Victoire ne commença véritablement qu'avec les levés cartographiques très détaillés de **Jean-Pierre Durand** et **Claude Tempier** au début des années 1960 (cf. p. 112). Leur collaboration fut exemplaire : Jean-Pierre Durand se focalisa sur le Crétacé supérieur et le Paléocène du versant méridional de la chaîne, tandis que Claude Tempier s'attacha à la cartographie du bâti mésozoïque.

Leurs recherches s'effectuèrent sous la direction de Georges Corroy, mais ils vont, très vite, apporter des données nouvelles au travail de leur « *patron* ». Leurs premiers résultats (Durand et Tempier, 1962) concernèrent la zone des brèches du flanc méridional de la Sainte-Victoire, dont ils décrivirent la structure (cf. p. 161), montrant que la zone du Tholonet est caractérisée par un anticlinal déversé vers le Sud et localement chevauchant. Ce fut là le point de départ d'une révision plus large de l'ensemble du massif qui aboutira à une vision renouvelée de sa structure (Corroy, Durand et Tempier 1964). Sans doute ébranlé dans ses convictions d'autochtonie des chaînons provençaux, Corroy accepta les nouveautés que lui proposèrent ses élèves, au point de signer avec eux la nouvelle interprétation structurale de la Sainte-Victoire.

On peut résumer ainsi les principales conclusions de la note de 1964, illustrée par des blocs-diagrammes en série (fig. 84) : la haute-chaîne de la Sainte-Victoire est déversée et chevauchante vers le Sud, dans sa partie centrale entre la Croix de Provence et le Bau des Vespres, sur un repli secondaire, le pli de Bimont, déjà fortement érodé. La flèche du recouvrement atteindrait 2,5 km vers la Croix de Provence.

L'orogenèse du massif est polyphasée et résulte, au moins depuis le Bégudien, d'une interaction entre tectonique et érosion jusqu'au paroxysme de l'Éocène supérieur, responsable du chevauchement du flanc inverse sur une surface d'érosion formée vers la fin du Lutétien.

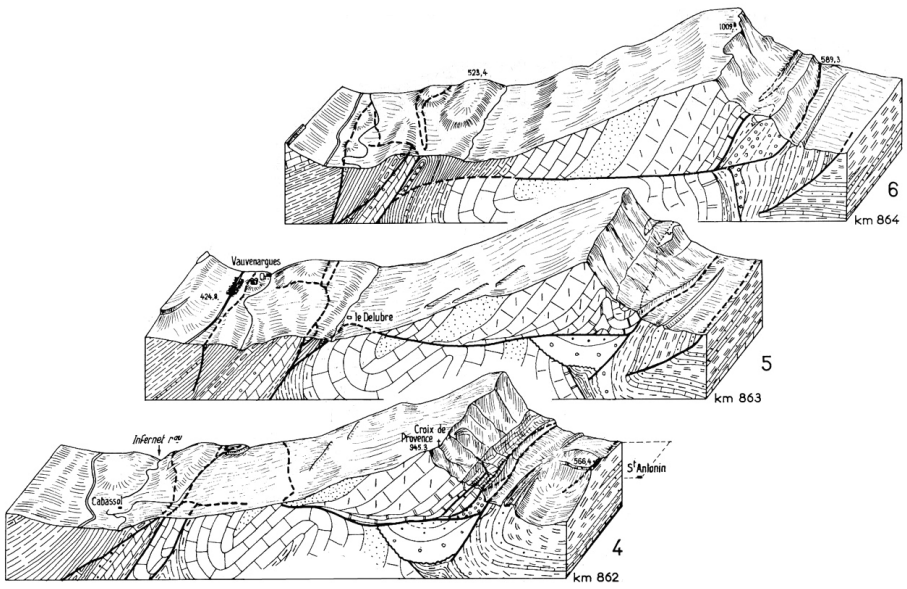


Fig. 84. Structure du massif de la Sainte-Victoire (d'après Georges Corroy, Jean-Pierre Durand et Claude Tempier, 1964). La série renversée (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur) de la haute chaîne (Croix de Provence) est ici interprétée comme chevauchant la bordure nord du synclinal crétacé supérieur-paléocène de l'Arc (Saint-Antonin) redressée au contact. Noter, sous l'unité chevauchante, le synclinal de brèches bégudo-rognaciennes et paléocènes (ronds blancs et points noirs), discordantes sur le flanc nord du pli déversé séquanien-kimméridgien dit de Bimont. Comparer avec la figure 10.

Le chevauchement de la haute-chaîne sur le synclinal de l'Arc a été confirmé par les études ultérieures menées par **Jean Chorowicz** et **Rigoberto Ruiz** (1984), puis par **Brigitte Biberon** dans sa thèse (université de Grenoble, 1988), qui minimisa cependant l'ampleur de la flèche du recouvrement. Chorowicz et Ruiz montrèrent l'existence de replis secondaires dans le pli de Bimont et l'existence de cisaillements subhorizontaux assurant le chevauchement du flanc inverse.

L'existence dans le massif de deux chevauchements majeurs (celui de la Sainte-Victoire au Sud et celui de la colline Saint-Pierre au Nord) à vergences opposées, s'enracinant dans le même secteur, orienta d'autres réflexions.

En s'appuyant sur des données géologiques et géophysiques, Brigitte Biberon étudia les modalités de genèse de ce dispositif tectonique sur le plan des mécanismes structuraux et de la cinématique. Elle en déduisit que le chevauchement majeur est le chevauchement à vergence nord et que le rétro-chevauchement de la Sainte-Victoire serait dû à un basculement postérieur vers le Sud de l'ensemble socle-couverture.

Jean Chorowicz et ses élèves, reprenant (1989) l'étude structurale du massif à l'aide de la télédétection (images *SPOT*), expliquèrent ces chevauchements à vergences opposées par un modèle d'inversion tectonique semblable à celui invoqué dans la genèse des dispositifs structuraux des Alpes externes. Ces deux chevauchements seraient hérités de failles normales mésozoïques à regards opposés, situées en

bordure de la plate-forme provençale et remobilisées en failles inverses au cours de la compression fini-crétacée puis éocène.

Cette idée de l'inversion tectonique fut reprise (1996) par **François Roure** et **Bernard Colletta** (Institut français du Pétrole) : le massif de la Sainte-Victoire s'apparenterait, selon eux, dans sa partie centrale, à une structure en coin extrusif (« *pop-up structure* ») résultant de l'inversion tectonique d'un accident profond au cours de la phase compressive pyrénéo-provençale. Le raccourcissement du socle et le décollement de la couverture dans les niveaux ductiles du Trias et de l'Oxfordien auraient induit des chevauchements superficiels de vergences opposées.

Certains auteurs (J. Aubouin et G. Mennessier 1962 ; B. Biberon 1988; S. Leleu, 2005) ont souligné l'importance des accidents subméridiens décrochants qui affectent la Sainte-Victoire et dont Georges Corroy avait déjà (1957 et feuille d'Aix 1re édition) remarqué l'importance. Pour **Sophie Leleu**, l'interruption, à l'Ouest, du chevauchement de la haute chaîne se ferait sur un accident décrochant qui se serait manifesté dès le Jurassique supérieur et qui ne serait autre que le prolongement vers le Sud de la faille de la moyenne Durance. Lors de la phase de compression, cet accident aurait joué un rôle de transfert en découplant les déformations tectoniques entre la zone centrale et la zone occidentale de la chaîne.

Une étude microtectonique, effectuée par des structuralistes des universités Pierre et Marie Curie (Paris) et de Montpellier (Olivier Lacombe *et al*., 1991) dans la série renversée du flanc méridional de la chaîne, a montré un polyphasage de la structuration du massif et l'existence de trois principales déformations échelonnées dans le temps : une compression Nord-Sud (Crétacé supérieur à Éocène supérieur), une extension Est-Ouest (Oligocène) et une nouvelle compression ENE-WSW au Miocène inférieur.

Quel rôle la tectonique récente a-t-elle joué dans la morphogenèse de la Sainte-Victoire ? Pour **Fernand Touraine** (1965), le relief du massif ne fut acquis que tardivement, lors d'une phase ultime de soulèvement post-tortonien. Selon cet auteur, ce soulèvement final fut cassant au droit de la haute chaîne (Croix de Provence), plus souple à l'Est (pic des Mouches), pratiquement nul à l'Ouest (Roques-Hautes).

Jean Chorowicz et Rigobert Ruiz (1984) ont attiré l'attention sur les nombreuses failles longitudinales subverticales, à compartiment septentrional effondré, qui affectent la série normale de la Sainte-Victoire ou le versant méridional de la haute chaîne. Pour ces auteurs, ces failles sont antérieures au Miocène et pourraient être contemporaines du fonctionnement du fossé oligocène d'Aix-en-Provence.

Jean Ricour *et al*. (2005) ont attribué à ces accidents cassants qui affectent la haute chaîne un rôle primordial dans l'origine du relief actuel de la Sainte-Victoire, sinon dans celui de sa structure. Ces failles rejoueraient encore actuellement, ce qui expliquerait la vigueur du relief de la montagne.

D'autre part il n'y aurait, pour ces auteurs, « *aucun élément de preuve d'un chevauchement de la Sainte-Victoire sur le bassin de l'Arc, mais au contraire un exhaussement, peut être encore actif, en forme de touche de piano* ».

Toutefois, les failles verticales Est-Ouest s'amortissement rapidement vers l'Est (comme l'ont d'ailleurs souligné Ricour *et al*.) et elles ne peuvent en aucun cas se

confondre avec le contact anormal sinueux qui sépare le bâti mésozoïque du Crétacé supérieur du bassin de l'Arc, contact qui a donc été interprété et décrit par les auteurs récents comme un chevauchement du bâti mésozoïque de la haute chaîne sur les brèches rognaciennes du flanc méridional[41].

2. Le forage d'Éguilles et l'énigme du front nord-provençal

C'est en 1966 que **Tristan Busser** et **Albert Pachoud**, de l'Entreprise de Recherches et d'Activités pétrolières (ERAP) publièrent le résultat du forage d'Éguilles, petite localité située à quelques kilomètres au Nord-Ouest d'Aix-en-Provence.

Implanté au sommet d'une structure anticlinale apparemment tranquille, le forage (fig. 85), après avoir traversé une série normale de Crétacé inférieur à Jurassique, a rencontré entre 1 873 et 2 100 m une brèche à ciment argileux rouge et *Microcodium*, rapportée au Paléocène (Montien), par analogie de faciès avec les formations bréchiques de même âge du massif voisin de la Sainte-Victoire.

La brèche repose sur des calcaires lacustres attribués au Rognacien, reposant eux-mêmes sur une série jurassique normale s'étendant jusqu'au faciès des terres noires (Callovo-Oxfordien) où le forage a été arrêté à 5 520 m. La coupe interprétative du forage (fig. 85) indique l'existence, en profondeur, d'un plan de chevauchement très important (jusqu'alors insoupçonné), accompagné de plans de chevauchements secondaires, tous interprétés par Busser et Pachoud comme de vergence nord et attribuables à l'orogenèse pyrénéo-provençale.

Quels rapports ce chevauchement profond a-t-il avec celui observé vers le Sud du massif de la Sainte-Victoire? Existe-t-il en surface une trace de son émergence? Quels sont les phénomènes qui ont amené ce chevauchement à être si profondément enfoui ? Autant de questions qui étaient alors posées aux géologues provençaux et auxquelles **Claude Rousset** tenta d'apporter réponse.

Dans une première note, publiée en 1973, Rousset admit le prolongement vers l'Est du chevauchement d'Éguilles par la faille dite de la Tour de César, au Nord du massif de la Sainte-Victoire, qui aurait ainsi séparé une unité allochtone méridionale, qu'il nomma « *unité de l'Arc* », d'une unité autochtone septentrionale. Selon Rousset, cet accident se prolongerait, vers l'Est, jusqu'à la bande triasique de Barjols (et même au-delà, jusqu'aux Bessillons), et vers l'Ouest jusqu'aux Alpilles. Il le désigna sous le vocable de « *Chevauchement (ou Front) nord-provençal* », et lui attribua une flèche d'une dizaine de kilomètres.

En 1974, Rousset interpréta comme allochtone le petit massif jurassique et néocomien de Mouriès, au Sud des Alpilles, et le rattacha à son unité de l'Arc, dont il constituerait une klippe avancée appartenant au front nord-provençal, charriée sur l'Éocène du synclinal de Maussanne. Ce dispositif structural a été cartographié sur la feuille Eyguières à 1/50 000, publiée en 1975. Rousset proposa (1975) comme candidat à l'émergence du chevauchement nord-provençal le secteur de la Barben, situé à dix kilomètres au Nord-

[41] Une révision de la tectonique du massif par Nicolas Espurt (CEREGE) apportera sans doute des éclaircissements sur cette question controversée.

Ouest du sondage et conclut ses observations en interprétant le front nord-provençal comme le prolongement vers l'Est du *front des charriages languedociens*.

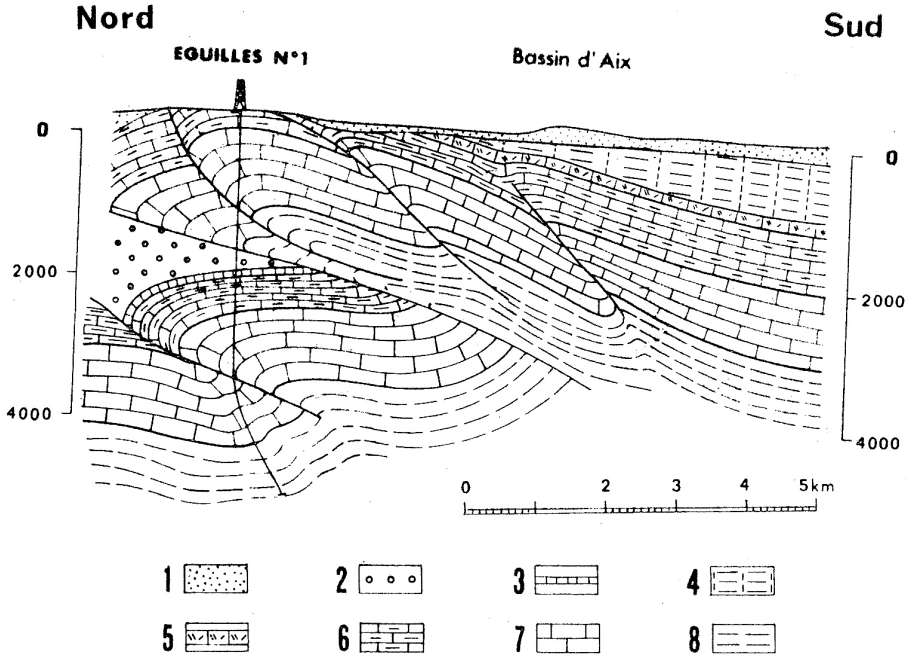


Fig. 85. Coupe passant par le forage Éguilles n° 1 (d'après Tristan Busser et Albert Pachoud, 1966, modifiée). 1 : Oligocène ; 2 : Montien ; 3 : Rognacien ; 4 : Crétacé supérieur continental ; 5 : Urgonien ; 6 : Néocomien ; 7 : Jurassique supérieur-Berriasien ; 8 : Callovien-Oxfordien.

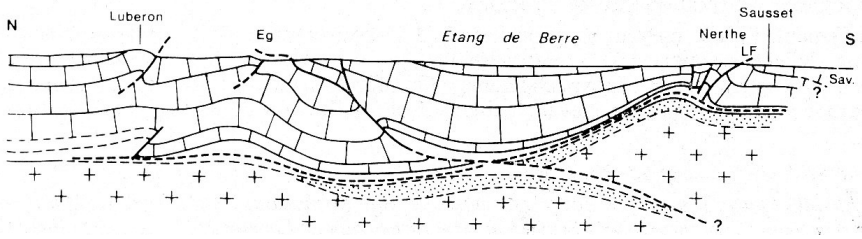


Fig. 86. Coupe équilibrée des structures provençales entre le Luberon et la chaîne de la Nerthe (d'après Claude Tempier, 1987). La structure d'Éguilles (Eg) est interprétée comme un chevauchement à vergence nord enraciné dans une écaille de socle (croix). Noter la vergence sud attribuée par Tempier au chevauchement de la Nerthe (LF sondage de la Folie).

L'examen sur le terrain des données ayant conduit à la notion de chevauchement nord-provençal fit l'objet d'une excursion dirigée par **Claude Tempier** lors de la 6e journée de la **Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Marseille** du 2 au 7 septembre 1985.

Tempier fit siennes les principales interprétations de Rousset, hormis le prolongement vers l'Est du chevauchement nord-provençal par la faille de la Tour de César. Pour Tempier, en effet, le chevauchement à vergence nord d'Éguilles n'existe plus à l'Est

du bassin oligocène d'Aix et serait relayé par le chevauchement à vergence sud de la Sainte-Victoire, les failles sénestres d'Aix et de Meyreuil (prolongements de l'accident durancien) jouant à cet égard un rôle déterminant dans ce découplage structural.

Tempier envisagea deux hypothèses concernant la genèse du chevauchement : décollement du synclinal de l'Arc sur le Trias et glissement d'ensemble pour former la structure d'Éguilles, ou poussée du synclinal de l'Arc par une unité de socle méridionale non affleurante qui serait en surélévation sous la chaîne de la Nerthe (fig. 86).

Mais récemment, à la suite du retraitement et d'une réinterprétation d'un profil sismique pétrolier Nord-Sud passant par le sondage d'Éguilles, l'existence du front de chevauchement nord-provençal a été remis entièrement en question par des géologues du BRGM (**Monique Terrier** *et al*., 2008). Pour ces auteurs, en effet, le chevauchement d'Éguilles apparaît sur le profil sismique avec une vergence sud (fig. 87) et son émergence se situerait dans le chaînon méridional de la Fare où l'on décèle des structures néotectoniques. Le chevauchement d'Éguilles serait ainsi, aux yeux de ces auteurs, et à l'instar de celui de la Sainte-Victoire, un chevauchement pyrénéo-provençal, mais réactivé par les compressions alpines[42]. Au plan sismotectonique, la limite du domaine susceptible d'être soumis à l'aléa sismique serait alors repoussée de plusieurs kilomètres vers le Sud.

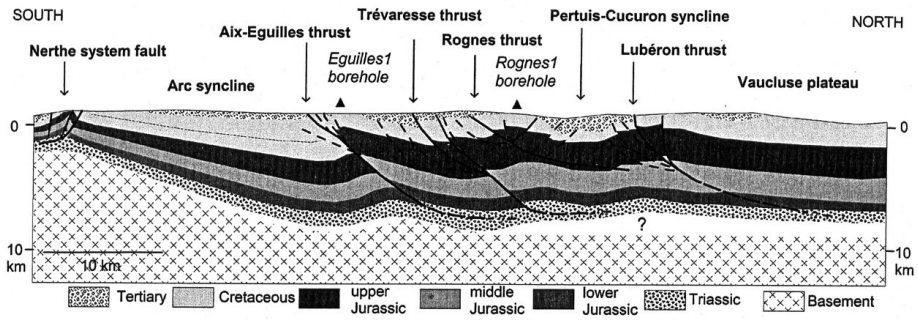


Fig. 87. Coupe interprétative de la Provence entre le plateau de Vaucluse et la chaîne de la Nerthe (d'après Monique Terrier et al., 2008). Le chevauchement d'Éguilles et la faille de la Trévaresse sont interprétés comme des chevauchements à vergence sud enracinés dans le Trias. Comparer avec la figure 86.

À ce jour, cette nouvelle interprétation n'a toutefois pas reçu de confirmation sur le terrain. La supposée faille de la Fare où émergerait le plan de chevauchement n'a pas été clairement identifiée et aucun argument stratigraphique ne peut être invoqué pour soutenir l'idée d'un déplacement plurikilométrique vers le Sud du panneau de couverture situé au Nord du chaînon de la Fare.

Plus encore, le retraitement d'un profil sismique réalisé au Sud des Alpilles, à travers la Crau, jusqu'au massif de la Nerthe a conduit **Stéphane Molliex** *et al*. (2011) à

[42] Fernand Touraine avait déjà proposé (1968) de voir dans le chevauchement d'Éguilles le prolongement de celui de la Sainte-Victoire.

envisager l'existence d'un grand chevauchement à vergence nord sous la plaine de la Crau et dont la klippe de Mouriès serait la terminaison septentrionale. Ce chevauchement présente une structure d'anticlinal de rampe décollé sur le Trias à environ 6 000 m de profondeur. Cette structure a été recoupée par le sondage Istres 101, qui a été arrêté dans le Lias à 5 616 m, après avoir traversé une série normale du Crétacé supérieur au Jurassique. Ce profil sismique semble donc confirmer l'existence d'un grand chevauchement « *nord-provençal* » au Sud des Alpilles, en grande partie masqué par les cailloutis de la Crau.

Quel que soit le sens de vergence retenu, il reste cependant que le caractère épiglyptique du chevauchement d'Éguilles cadre mal avec sa localisation actuelle à 2 000 m sous la surface du sol. Aussi est-on conduit à envisager un affaissement (peut-être polyphasé ?) du soubassement du chevauchement, sans que l'on sache exactement quel rôle ont joué les failles bordières d'Aix, d'une part, et de la Barben (ou de la Fare ?), d'autre part, dans ce mouvement. Le chevauchement d'Éguilles garde donc encore une part importante de son mystère.

3. Le bassin de l'Arc

La structure détaillée du bassin de l'Arc et ses relations avec les unités voisines (Nerthe, Étoile, Regaignas, Olympe, Aurélien, Sainte-Victoire) furent établies par **Jean-Pierre Durand** et **Gérard Guieu** en 1980. Le bassin de l'Arc a été interprété comme un synclinal faiblement plissé, affecté par quelques failles, et chevauché sur ses bordures Nord et Sud, ces particularités donnant à la structure l'allure imagée d'une large « *blague à tabac* », comme l'avaient déjà qualifié les anciens auteurs. Un puissant écaillage (le lambeau charrié de Gardanne, décrit auparavant par Marcel Bertrand) caractérise le contact entre le bassin de l'Arc et le front du chevauchement de l'Étoile.

L'étude de la fracturation dans le périmètre du gisement de lignite, effectuée par **Patrick Gaviglio** dans sa thèse (1985), apporta des compléments à cette reconstitution : la déformation cassante dans les calcaires du Fuvélien résulte essentiellement de la phase de compression pyrénéo-provençale N010-N020.

Toutefois, la mise en place de la nappe de l'Étoile a entraîné paradoxalement peu de déformations dans l'autochtone et, aujourd'hui, le chevauchement est tectoniquement inerte. Le rôle le plus important dans la déformation revient aux failles NNE-SSW de Meyreuil et d'Aix, décrochements sénestres, contemporains de la phase majeure de compression régionale.

Une distension oligocène de direction N120 se marque principalement dans le massif du Regaignas et en bordure du bassin d'Aix, mais elle est mal caractérisée dans le bassin lui-même. En revanche, Patrick Gaviglio mit en évidence, dans le bassin de l'Arc et dans la périphérie de ce dernier, une compression N070 qui pourrait être due à une contrainte alpine au Miocène inférieur et dont serait hérité l'état de compression actuel du bassin. Cette compression ne se manifeste cependant par aucune grande structure.

Le demi-dôme jurassique du massif du Regaignas, sur lequel reposent les assises supracrétacées de la bordure sud du bassin de l'Arc, a fait l'objet, en 1987, par Patrick Gaviglio et **Jean-François Gonzales**, de l'université de Provence, d'une étude de la fracturation. Le Regaignas représente, selon ces auteurs, une structure

(d'âge maastrichtien ?) préexistante à la mise en place des chevauchements ; elle aurait entraîné le blocage de ces derniers, ce qui explique la convergence des directions de compression variées mises en évidence de part et d'autre du demi-dôme, respectivement au contact de l'Étoile à l'Ouest et de l'Olympe à l'Est.

Récemment (2007) Patrick Gaviglio (devenu professeur à l'université de Franche-Comté) et **Raymond Monteau** (Houillères de Provence) ont décrit comme un « *chevauchement aveugle* » le pli de Bouc-Bel-Air (qu'avaient précédemment reconnu Gaston Vasseur puis Marcel Bertrand), situé au front de la nappe de l'Étoile et affectant le Rognacien et l'Éocène du flanc méridional du bassin de l'Arc.

4. Les bandes triasiques

Les géologues provençaux ont distingué sous le nom de « *bandes triasiques* » (fig. 88), de larges panneaux de Trias enserrés dans les séries mésozoïques de la couverture : bandes triasiques de Barjols, de l'Huveaune, de Méounes-Garéoult et de Rians-Valavès.

Rappelons les hésitations de Marcel Bertrand au sujet de l'interprétation structurale de ces panneaux triasiques (cf. p. 62), mais toutefois avec une certaine inclination pour leur allochtonie dans ses derniers travaux (1900). Émile Haug fut plus radical car l'allochtonie des bandes triasiques de Barjols et de l'Huveaune ne faisaient pour lui aucun doute (cf. p. 66) : elles formaient, selon lui, une puissante nappe sous laquelle apparaissait ça et là le substratum autochtone (généralement le Crétacé). Joseph Répelin (cf. p. 65) fut le premier à exprimer des réticences à l'allochtonie de la bande triasique de l'Huveaune, suivi par Albert-F. de Lapparent pour la bande triasique de Barjols.

Au cours de la période récente, plusieurs travaux se sont attachés à préciser la structure, les modalités et l'âge de mise en place des bandes triasiques, grâce à des levés cartographiques extrêmement détaillés.

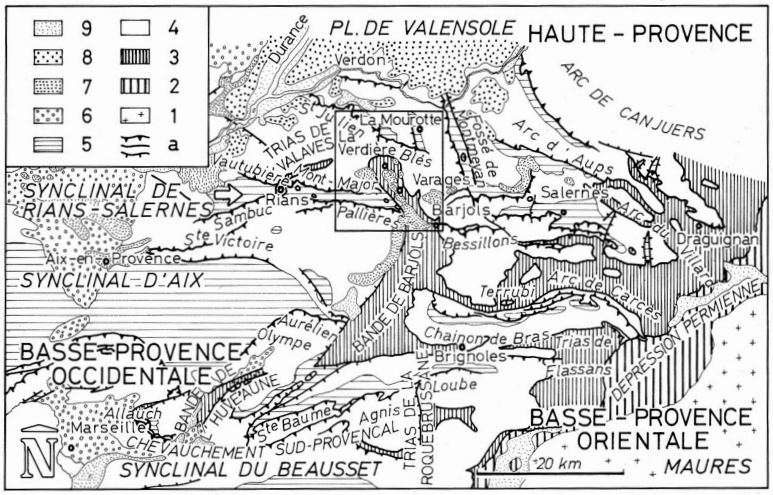


Fig. 88. Carte de la Basse-Provence montrant la localisation des arcs et des bandes triasiques (d'après Jacques Angelier et Jean Aubouin, 1976). 1 : socle hercynien ; 2 : tégument permien ; 3 : Trias ; 4 : Jurassique et Crétacé inférieur ; 5 : Crétacé supérieur et Éocène ; 6 : Oligocène ; 7 : Miocène continental ; 8 : Miocène supérieur-Pliocène ; 9 : Quaternaire ; a : contacts anormaux.

a. La bande triasique de Barjols

Dans les années 1970, la bande triasique de Barjols et ses bordures firent l'objet de deux thèses de 3e cycle dirigées par **Jean Aubouin** ; **Jacques Angelier** se consacra à la branche septentrionale, entre Barjols et la Verdière, tandis que **Michel Popoff** examina (1973) la bordure sud-occidentale dans la région de Saint-Maximin. Ces travaux furent complétés par les levés de carte de **Jean Ferrandini** (université de Provence) et **Jean-Paul Caron**, respectivement sur les branches centrale et sud-est (feuille Brignoles à 1/50 000, 1979).

Les résultats obtenus sur la branche septentrionale furent les plus novateurs et firent l'objet d'une synthèse (J. Angelier et J. Aubouin, 1976). La bande triasique de Barjols apparaît, selon ces auteurs, comme un môle dissymétrique « *en toit d'usine* », peu incliné à l'Est sous la couverture jurassique décollée avec rabotages basaux, abrupt à l'Ouest, le long d'un accident affectant nécessairement le socle, compte tenu de la faible épaisseur de l'*Anhydritgruppe*, peu propice à une structure purement diapirique.

La reconnaissance de dispositifs structuraux différents de part et d'autre de la bande triasique conduisit Jacques Angelier et Jean Aubouin à admettre, avant le plissement majeur Est-Ouest (pyrénéo-provençal), l'existence d'accidents transversaux, « *probablement d'une paléobande triasique* » se prolongeant au Nord par les fossés des Bourdas et du Plan-d'Auron.

Le Trias aurait été dénudé de sa couverture avant le dépôt de l'Éocène ou de la mise en place des chevauchements Est-Ouest qui le recouvrent en certains endroits. Angelier et Aubouin montrèrent que la bande triasique avait subi un plissement fini-oligocène à miocène inférieur (anté-vindobonien) responsable de son resserrement selon une direction NE-SW et donnant naissance aux plis aigus anticlinoriaux qui affectent le Trias de la bande, de même qu'au plissement des remplissages oligocènes des fossés septentrionaux.

b. La bande triasique de l'Huveaune

Les grandes lignes de la structure de la bande triasique de l'Huveaune furent établies par les travaux de **Cécile Cornet** (1965a), de Jean Aubouin et **Jean Chorowicz** (1967), et de **Gérard Guieu** (1968).

Si l'autochtonie (relative) du Trias fut reconnue par ces auteurs, ses modalités de mise en place firent l'objet de divergences de point de vue, selon que l'on optait pour une mise au jour du Trias par déchirure de la couverture lors de la phase éocène (Gérard Guieu) ou, au contraire, par un soulèvement d'ensemble de type « *horst anticlinal* », lié à un bombement du socle pendant la phase oligocène, suivi d'une érosion de la couverture (Cécile Cornet).

Sans départager ces deux interprétations, une contribution notable aux modalités de mise en place du Trias fut toutefois apportée par les travaux de percement de l'autoroute A 52 près de Roquevaire (Pont-de-Joux), suivis par les géologues de l'université de Provence. Ils mirent en évidence (Jean Fabre *et al*., 1975) des lambeaux de terrains du Crétacé supérieur (Valdo-Fuvélien) coincés entre le chevauchement de l'Étoile (unité urgonienne de Pierresca) et le Trias (Keuper) de l'Huveaune.

Les auteurs en déduisirent que l'exhumation du Trias avait précédé la phase tangentielle de mise en place du chevauchement de l'Étoile (considérée comme Éocène supérieur) sans préjuger de la cause de la dénudation du Trias chevauché.

Une révision de la bande triasique de l'Huveaune a été entreprise par **Jean Philip** (2010) dans le cadre de l'établissement de la 3e édition de la feuille Aubagne-Marseille à 1/50 000. L'étude stratigraphique détaillée de la couverture sédimentaire du Trias, conservée dans certains secteurs (collines des Lagets) tend à montrer que la bande triasique a déjà joué le rôle de zone haute du Lias jusqu'au Santonien, tandis que la mise au jour du Trias (au moins localement) semble s'être produite pendant la phase bégudienne et s'être terminée au début de l'Oligocène, lorsque se déposèrent les calcaires lacustres du Rupélien, discordants sur le Trias. La faible épaisseur de la couverture a sans doute facilité sa déchirure par extension et érosion lors de la mise en place des chevauchements provençaux.

L'auteur a également montré que la structure de la bande triasique de l'Huveaune (fig. 89) est celle d'un anticlinorium de direction NE-SW, déversé vers le Sud-Est sur l'autochtone du Nord du massif de la Sainte-Baume, dont il est séparé par un important accident (« *faille de l'Huveaune* »). Les particularités structurales de cet accident révèlent un jeu vraisemblablement polyphasé : d'abord faille normale accommodant la mise en place de la bande triasique, puis faille inverse localement chevauchante. La structure anticlinoriale et l'inversion de la faille de l'Huveaune pourraient relever d'un raccourcissement NW-SE, d'âge miocène, ce qui rapprocherait l'évolution tectonique tardive de la bande triasique de l'Huveaune de celle de Barjols.

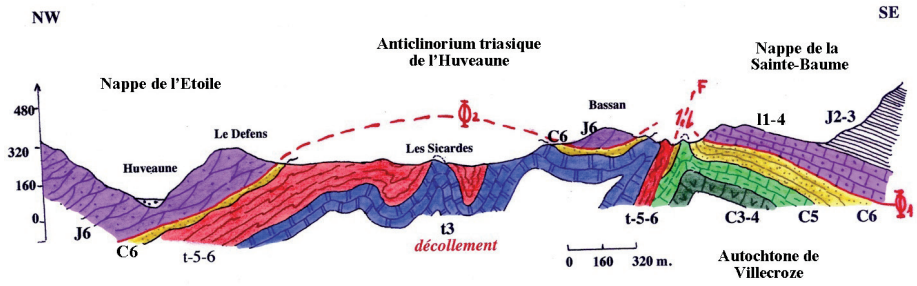


Fig. 89. Structure de la bande triasique de l'Huveaune (d'après Jean Philip, 2010, légèrement modifié). Noter la structure anticlinoriale du Trias (t3-t5-6) de l'Huveaune et de sa couverture bégudo-rognacienne (c6), chevauchée (Φ2) par le Jurassique supérieur (J6) de la nappe de l'Étoile. F : faille de l'Huveaune. Φ1 : chevauchement de la Sainte-Baume.

c. La bande triasique de Méounes-Garéoult

Cette bande triasique comprend deux branches d'orientation sensiblement Est-Ouest séparées par le couloir triasique Nord-Sud de la Roquebrussane (fig. 88 et feuille géologique Cuers à 1/50 000).

La branche occidentale (Signes-Méounes) fut parcourue par Marcel Bertrand qui conclut (1900) au charriage du Trias de Méounes et à l'existence de fenêtres de Crétacé supérieur (Chibron) sous le lambeau de recouvrement triasique (cf. p. 62 et fig. 18). Émile Haug (1911), examina brièvement la région de Méounes et fit

sienne l'interprétation de Marcel Bertrand, concluant à l'existence de trois nappes superposées dans ce secteur.

L'autochtonie du Trias de Méounes et de Garéoult fut proposée par Cécile Cornet (1957), puis par Jean Aubouin et **Guy Mennessier** (1962) : le Trias s'enfonce sous le Lias et le Jurassique étirés du soubassement du bassin du Beausset ; le couloir triasique de la Roquebrussanne correspond à une déchirure préparée par un accident décrochant transversal antérieur à la tectonique tangentielle (cf. p. 203).

Les levers détaillés effectués par les géologues des universités d'Aix-Marseille en vue de l'établissement de la feuille Cuers à 1/50 000 (1974), conduisirent à montrer l'extrême complication du Trias de Méounes[43] et l'existence de compartiments affaissés de Crétacé supérieur sur les bordures du bassin du Beausset (Chibron) et du massif de la Sainte-Baume (Signes), compartiments que Marcel Bertrand et Émile Haug avaient confondus avec des fenêtres ouvertes par l'érosion dans le Trias.

Denise Nury et **Claude Rousset** ont proposé (1986) un âge Oligocène pour la formation des fossés de Signes et de la Roquebrussanne et des dépôts de poudingues fluviatiles qui s'y localisent.

Deux tentatives de réhabilitation de l'hypothèse allochtoniste de la bande triasique de Méounes-Garéoult ont été menées, d'abord (1974) par **Bernard Eisenlohr** (cf. p. 203) et, plus récemment, par **Ion Argyriadis** (2000). Les arguments avancés par ce dernier ont, cependant, été contestés par Jean Philip (2001).

d. La bande triasique de Rians-Valavès

La bande triasique de Rians-Valavès embarrassait (1895) Marcel Bertrand qui, reconnaissant sa position transversale par rapport aux plis régionaux, éprouvait quelque difficulté à l'assimiler à un lambeau de charriage ; il paraissait tout prêt à admettre son autochtonie, plaidant pour son antériorité aux plis Est-Ouest et pour son rôle d'obstacle à la continuité latérale de ces derniers.

Albert-F. de Lapparent fut le premier à montrer (1938) l'autochtonie du Trias de la plaine de Valavès, mais il interpréta la branche triasique transversale de Rians comme une klippe sous laquelle se poursuivrait en tunnel le synclinal éocène.

Ce fut **Claude Tempier** qui, en 1963, prouva qu'il n'en était rien et que le Keuper est enraciné, formant un pli diapir qui recoupe obliquement, à l'emporte-pièce, le synclinal de Rians et les chevauchements de ses deux flancs.

Guy Mennessier confirma ce point de vue (1970) et interpréta la genèse de l'arc de Rians comme résultant de la montée d'un voussoir de socle, obliquement en travers des structures jurassiques. Pour Mennessier, la mise en place de la bande triasique pourrait bien être pénécontemporaine de l'achèvement des chevauchements Est-Ouest et se rattacher ainsi aux ultimes manifestations fini-éocènes de l'orogenèse pyrénéo-provençale. Toutefois, Claude Tempier avait mentionné le dépôt direct du Rognacien

[43] La cartographie de ce Trias a été effectuée par Jean-Paul Caron. Les basaltes de la région de Méounes, reconnus depuis Émile Haug, et que Cécile Cornet avait attribués (1965) à un volcanisme oligocène, ont été interprétés par Caron comme constitutifs d'un ensemble volcano-sédimentaire interstratifié dans le Muschelkalk moyen.

sur le Keuper du noyau anticlinal du pli du Sambuc, ce qui pourrait signifier (comme pour la bande triasique de l'Huveaune) une mise au jour, au moins partielle, du Trias lors de la phase bégudienne.

Les travaux modernes ont donc apporté des arguments à une mise en place polyphasée des bandes triasiques provençales. L'existence de « *paléobandes triasiques* » (Barjols, Huveaune) ou de pointements localisés (Rians), lors de la mise en place des chevauchements provençaux, semble un fait établi, cette mise au jour précoce du Trias paraissant relever de la phase bégudienne. En assurant le décollement généralisé de la couverture du Trias, la phase majeure de l'Éocène a sans aucun doute accentué la dénudation des bandes triasiques. Il paraît également acquis que les phases de compression (ou de transpression ?) de l'Oligocène moyen et du Miocène soient à l'origine de la structure anticlinoriale des bandes triasiques, voire de leur déversement sur les bordures (Huveaune). De nombreux indices convergent aussi en faveur d'une localisation des bandes triasiques sur de grands accidents régionaux affectant le socle. Les bandes triasiques de l'Huveaune et de Barjols se situent, par exemple, sur un important linéament SW-NE mis en évidence par télédétection (J. Guillemot *et al*., 1973 ; J. Chorowicz et S. Paul, 1974), et sur une zone de surélévation du socle (G. Ménard 1980), prouvée notamment par l'affleurement du Permien et du « *grès bigarré* » dans le « *dôme* » de Terrubi et dans la région de Tourves (A.-F. de Lapparent, 1938), ainsi que par la faible profondeur du toit du Permien (715 m) sous le massif de Carpiagne (sondage pétrolier, 1961). Les accidents bordiers Est-Ouest de la bande triasique de Méounes-Garéoult ont été interprétés comme des rejeux d'accidents du socle des Maures (C. Cornet, 1957).

Il n'est donc pas étonnant que l'existence de zones hautes du socle (héritées de la tectonique tardi-hercynienne ?) aient pu conduire, dans certains cas, à des lacunes ou des réductions d'épaisseur de la série sus-jacente au Trias (comme c'est le cas dans la bande triasique de l'Huveaune), et faciliter la déchirure de la couverture au droit de ces accidents lors des mouvements tangentiels.

5. Le bassin de Marseille

Dans les années 1970, la genèse et l'évolution du bassin de Marseille à l'Oligocène incitèrent aux premières réflexions et aux premiers débats. Ceux-ci se cristallisèrent lors d'une réunion tenue à Marseille en 1975, à la mémoire du professeur Claude Gouvernet. Deux conceptions s'opposèrent, portées par deux élèves de ce dernier : **Gérard Guieu** (alors professeur à l'université de Dakar) et **Denise Nury**, (professeur à l'École normale d'instituteurs d'Aix-en-Provence), en charge d'une thèse sur l'Oligocène.

Pour Gérard Guieu (1977), la genèse du bassin de Marseille résulterait d'une déchirure tectonique de la couverture au moment de la mise en place par gravité du chevauchement de l'Étoile (fig. 90). La dépression ainsi formée en arrière du chevauchement est envahie par une aire lacustre au Rupélien ; l'instabilité des bordures, soumises à la décompression mécanique et à l'érosion, se traduit par l'écroulement dans le lac d'énormes quantités de brèches et de panneaux glissés. Au Chattien, la subsidence du bassin est entretenue par « *un serrage synclinal* » lié aux déformations du soubassement du bassin ou de ses bordures (Carpiagne).

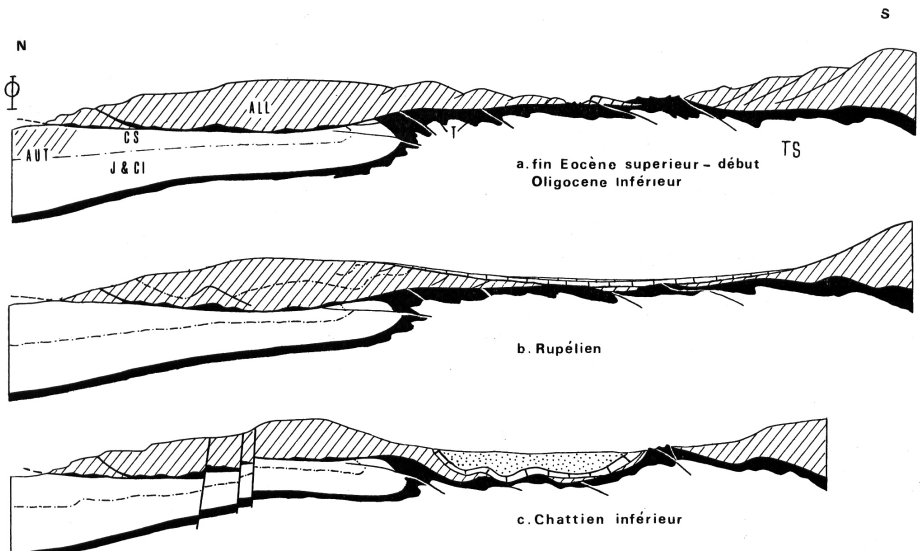


Fig. 90. Tectogenèse du bassin de Marseille (d'après Gérard Guieu, 1977). Dans cette interprétation, le Bassin de Marseille est issu d'une déchirure de la couverture en arrière du chevauchement de l'Étoile (ALL). Dans la cuvette ainsi formée, se déposent les calcaires du Rupélien (b). Au Chattien (c), la subsidence est entretenue par des mouvements en compression de la bordure sud du bassin. Comparer avec la figure 68.

Pour Denise Nury (1977), les brèches de bordure du bassin ne sont pas rupéliennes mais chattiennes[44] et engendrées par le jeu de failles normales (cf. fig. 68). Le bassin de Marseille serait un bassin d'effondrement formé au Chattien moyen, « *lié à l'extension et à la fracturation d'une croûte continentale, consécutive à la séparation du bloc corso-sarde* ».

Pour mieux cerner le régime tectonique qui avait prévalu lors de la formation du Bassin de Marseille, il convenait d'effectuer une analyse microstructurale des accidents qui l'affectent et de reconstituer l'évolution du champ des contraintes. Cette tâche fut effectuée successivement dans les années 1980 par Suzanne Raynaud, alors maître de conférences au laboratoire de géologie appliquée de l'université de Provence, puis par **Jean-Claude Hippolyte**, chercheur au laboratoire de géologie structurale de l'université Pierre et Marie Curie (Paris VI). Tous deux collaborèrent avec Denise Nury, qui assura la partie stratigraphique de l'étude (voir p. 169). Les premiers résultats amenèrent à la conclusion suivante (Nury et Raynaud, 1986) : « *une extension multidirectionnelle aurait affecté le bassin de Marseille du Stampien basal jusqu'à l'Oligocène supérieur basal au minimum* ».

Les travaux de Jean-Claude Hippolyte et ses collègues visèrent à montrer (Hippolyte *et al.*, 1991) que la multidirectionnalité n'est qu'apparente et qu'elle résulte en fait d'une variation des directions d'extension du bassin au cours du temps. Selon eux,

[44] Elle reviendra sur ce point en étendant le phénomène de bréchification à l'ensemble de la série oligocène (cf. p. 169).

« *le bassin de Marseille se situait probablement à l'Oligocène à l'intersection de deux systèmes de rifts continentaux : le rift ouest européen de direction N-S. et le rift Corso-Sarde qui a évolué en marge passive* ».

La structure actuelle du bassin a fait l'objet de peu de travaux. Gérard Guieu a montré néanmoins (1968) le redressement à la verticale, voire le renversement, des couches de l'Oligocène inférieur sur les bordures du massif d'Allauch et Denise Nury (1988) a indiqué le plissement vigoureux de l'Oligocène du bassin de la Bouilladisse.

Le percement, en 1975, d'un ouvrage souterrain destiné à évacuer les eaux usées de Marseille, a mis en évidence un puissant écaillage à vergence nord de l'Oligocène au front du massif de Marseilleveyre. Les travaux ont été suivis par **Pierre Weydert**, maître de conférences à l'université de Marseille-Luminy (Aix-Marseille II). Au contact du chevauchement, les calcaires de l'Estaque sont renversés ou écaillés. Cette structure a été attribuée (Weydert et Nury, 1978) à un serrage compressif SW-NE.

L'étude de J.-C. Hippolyte *et al*. (1991) a confirmé (et généralisé à l'ensemble du bassin) l'existence de mouvements de compression post-oligocènes à trois époques, chacune ayant sa direction de compression propre : N070 (Langhien), N165 (Serravallien), N020 (Tortonien supérieur-Pliocène moyen). Ces auteurs ont suggéré que ces mouvements puissent être mis en relation avec la tectonique alpine.

6. Les structures tectoniques de la région du bas Verdon

Les structures géologiques situées dans la région au Sud du bas Verdon étaient connues de façon générale depuis les premières approches de Louis Collot et Wilfrid Kilian et surtout depuis la publication (1938) du mémoire de thèse d'Albert-F. de Lapparent.

Les recherches de la période moderne se sont attachées à analyser les unités chevauchantes et leur tectogenèse grâce à des levés détaillés. Il convient, à ce titre, de mentionner l'étude de **Claude Tempier** (Marseille) qui, dans le cadre d'un diplôme d'études supérieures, décrivit (1963) le dispositif structural des Pallières à l'Est de Rians, travail complété par l'étude de **Claude Rousset** (1962) sur les écailles du Devançon, au pied de la montagne Vautubière.

Une première étude tectonique d'ensemble fut publiée (1967) par **Jean Morabito** (Marseille) mais c'est surtout **Guy Mennessier** qui, à la suite de sa thèse (1958) sur la tectonique des chaînons de la Basse-Provence orientale et de l'établissement (1967) de la carte à 1/50 000 de Tavernes, effectua (1970) une synthèse stratigraphique et structurale de cette région. Mennessier montra que les chevauchements vers le Nord se sont mis en place lors de la phase pyrénéo-provençale, après des esquisses de plis formées durant le Maastrichtien-Éocène inférieur, et qu'ils furent recoupés par un système tectonique transversal (arcs triasiques et fossés) mis en place à l'Oligocène. La deuxième phase alpine, peu marquée, est responsable dans cette région de déformations à grand rayon de courbure, qui se sont produites au Mio-Pliocène.

7. Les relations socle-couverture

Les travaux d'**Albert-F. de Lapparent** (1938) avaient accrédité l'importance de la tectonique gravitaire en Provence et le décollement de la couverture sur les niveaux

disharmoniques du Trias (voir p. 92). En 1962, **Jean Aubouin** et **Guy Mennessier** écrivirent que « *la Provence peut demeurer une région où la notion d'écoulement par gravité d'une couverture décollée peut s'imposer sans trop de conjectures* ».

Cependant, le rôle du socle dans la tectonique provençale était apparu évident depuis les travaux de Marcel Bertrand et Philippe Zürcher dans la région toulonnaise, où les écailles de phyllades, intimement liées aux déformations de la couverture, sont l'indice d'un raccourcissement du bâti paléozoïque lors de la compression générée par la phase pyrénéo-provençale.

En 1968, **Michel Bathiard** et **Claude Lambert** (Elf Recherche-Exploration, Paris) développèrent ce concept sur la bordure occidentale des Maures, en interprétant les déformations de la couverture comme liées à des accidents tangentiels plurikilométriques à vergence nord, affectant le socle et son tégument permien qui repoussent devant eux, en la comprimant, la couverture provençale décollée sur le Trias. Selon ces auteurs, « *il y aurait bien dans cette région, tectonique de couverture, mais tectonique de compression et non pas de gravité* ».

François Arthaud et **Michel Séguret**, tous deux de l'université de Montpellier, soulignèrent (1981), l'importance des décrochements tardihercyniens en Provence et insistèrent sur le fait que certains d'entre eux (p. ex. les failles de la Durance et de Nîmes) ont rejoué durant le Mésozoïque, en présidant à la répartition des dépôts et donc, indirectement, à la division de la couverture en zones de propriétés mécaniques différentes.

Pendant la tectogenèse, ces accidents ont permis à des blocs de socle de se déplacer grâce à des coulissements et des chevauchements ; ils ont ainsi contrôlé la déformation de la couverture en transférant la déformation ou en la concentrant dans leur voisinage.

David Baudemont (université de Strasbourg) a illustré ce phénomène en décrivant (1985) sur la bordure permienne du bassin du Luc des failles plates ou des décrochements ayant pris naissance pendant la phase pyrénéo-provençale. Ces accidents accommodent le raccourcissement du socle suivant une direction subméridienne, créent des irrégularités de sa topographie et provoquent la naissance de plis ou de chevauchements de direction Est-Ouest dans la couverture.

Pendant les phases de compression se produit, selon Baudemont, « *une forte contraction (30% en moyenne) du Muschelkalk et un écoulement gravitaire centripète de ce dernier vers le fond des synclinaux E-W du socle* ».

Le sondage de Carcès, qui a traversé une épaisseur surprenante (1 170 m) de Trias, avant d'atteindre le Permien, vient à l'appui de cette hypothèse. Pour Baudemont, le glissement du Trias vers le centre des dépressions du socle peut entraîner un écaillage du tégument, idée qui l'a conduit à interpréter comme une écaille allochtone le dôme permien de Terrubi (fig. 91), proche du sondage de Carcès.

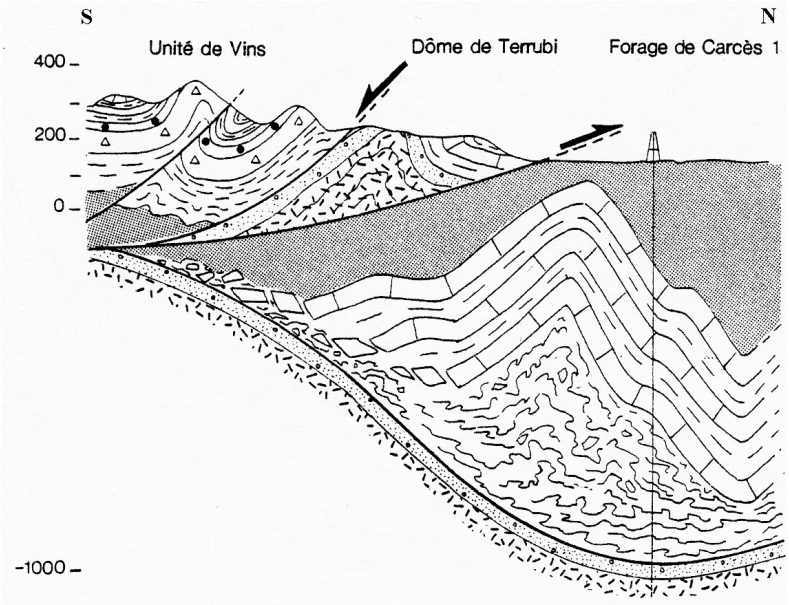


Fig. 91. Coupe interprétative passant par le dôme permien de Terrubi dans l'arc triasique de Carcès (d'après David Baudemont, 1985). Localisation : cf. Fig. 88. Permien : tiretés ; Trias inférieur : petits points et ronds; Muschelkalk : traits ondulés, moellons et traits discontinus ; Keuper : grisé ; Lias : traits, triangles et gros points noirs. Le décollement du Trias et son glissement dans une dépression du socle (forage de Carcès) s'accompagne d'un écaillage du tégument permien (dôme de Terrubi) et de sa couverture triasique et liasique (Unité de Vins).

Dans les années 1980-1990, ces travaux, joints à d'autres observations, incitèrent de nombreux auteurs à faire jouer un rôle fondamental à la contraction du socle dans la tectonique provençale. Pour expliquer l'existence des bandes triasiques, Guy Mennessier (1959) évoquait déjà le jeu en profondeur de voussoirs du socle.

D'après François Arthaud et Michel Séguret (1981) il ne semble pas que la gravité soit intervenue de façon notable dans la mise en place des chevauchements provençaux en raison de l'absence de structures en extension avec allongement Nord-Sud ; au Sud du cap Sicié il y aurait donc, selon eux, des structures analogues ayant permis un raccourcissement du substratum paléozoïque d'une vingtaine de kilomètres.

Pour **Claude Tempier** (1987), la contrainte majeure de l'Éocène supérieur a provoqué le développement de cisaillements tangentiels dans le socle méridional (fig. 86), induisant des chevauchements dans la couverture calcaire et, selon Gérard Guieu et **Jacques Roussel** (1990), « *la localisation des chevauchements à vergence nord de la Provence méridionale obéit à la distribution des blocs sous-jacents du socle* ».

Très récemment, le dépouillement de nombreux profils sismiques industriels, tracés notamment au droit de la faille de la moyenne Durance et sur le bloc ouest-provençal entre le Ventoux et le chaînon de la Fare, a conduit **Claude Rangin** *et al*. (2010) à admettre que les processus de glissement gravitaire de la couverture sur les évaporites triasiques ont dominé, depuis l'Oligocène, la tectonique de la Provence à l'Ouest de la faille de la moyenne Durance, le substratum sous-jacent restant non déformé. Cette

tectonique de couverture serait « *une réponse au glissement en masse régional vers le SW tout d'abord induit par l'extrusion vers l'ouest des Alpes, suivi par l'effondrement radial de cette chaîne* ».

Mais le glissement gravitaire s'amortit, selon ces auteurs, à l'approche du bloc structural de l'orogène pyrénéo-provençal, jouant le rôle de butoir, où les processus tectoniques liés au raccourcissement du socle resteraient donc prédominants.

Un accord unanime existe pour estimer que la translation de la couverture mésozoïque de Basse-Provence s'est effectuée lors de la phase pyrénéo-provençale dans un sens globalement Sud-Nord.

Le chiffrage de ce raccourcissement se heurte cependant à de nombreuses difficultés inhérentes à l'interprétation des zones chevauchantes (nappes entièrement flottantes, ou écailles de couverture à enracinement axial ?) et à l'existence, ou non, de trois grands chevauchements à vergence nord.

Gérard Guieu et **Claude Rousset** (1978) ont tenté de chiffrer l'amplitude de la translation de la couverture provençale au Tertiaire en dépliant les structures chevauchantes et en donnant une flèche moyenne de 15 km à chacun des trois grands chevauchements. Ces auteurs ont admis que la Provence occidentale aurait eu, au Crétacé inférieur, une dimension Nord-Sud double de l'actuelle, ce qui impliquerait un raccourcissement total de la couverture provençale d'environ 60 km. Cette évaluation peut sembler toutefois exagérée, dans la mesure où elle a été appliquée à des zones chevauchantes considérées comme sans enracinement axial, ce qui (comme nous l'avons examiné dans les pages précédentes) est loin d'avoir été démontré.

Pour François Arthaud et Michel Séguret (1981), le déplacement de la partie méridionale de la couverture par rapport à l'autochtone des Maures serait de l'ordre de 30 km, alors que la flèche de la nappe paléozoïque du cap Sicié pourrait être estimée à une dizaine de kilomètres. Ces auteurs en ont déduit que la série mésozoïque du chevauchement sud-provençal (*sensu* Jean Aubouin), s'est donc déplacée vers le Nord d'une vingtaine de kilomètres par rapport à la nappe de socle du cap Sicié dont elle constituait la couverture.

La construction de coupes équilibrées (fig. 86) conduisit Claude Tempier (1987) à admettre comme cohérent un déplacement total de la couverture de 23 à 26 km, valeurs « *en accord avec le jeu en décrochement observé sur le terrain de certaines failles, ainsi que le mouvement tournant ou oblique d'unités dont la valeur du déplacement change longitudinalement* » (p. ex. le chevauchement de la Sainte-Baume).

Enfin, très récemment (2000), **Ion Argyriadis**, renouant avec le concept de « *grande nappe de Basse-Provence* » d'Émile Haug (cf. p. 67), a proposé de réunir dans un même ensemble charrié et sans racine les unités de Bandol, du Vieux-Beausset et de la Sainte-Baume. **Jean Philip** (2001) a contesté cette reconstitution hyper-allochtoniste de la Provence qui se heurte, selon lui, à des impossibilités d'ordre stratigraphique, paléogéographique et structural, et qui souffre d'un manque de données cartographiques nouvelles.

E. La tectonique de la Haute-Provence : le panneau de couverture nord-provençal

Après les importantes synthèses de Jean Goguel, qui établirent les grandes lignes géologiques de la région comprise entre le Luberon et le Mont-Ventoux, des travaux de géologie structurale ont été menés, de manière plus dispersée, par différents laboratoires et instituts de recherche, au moins jusqu'au début des années 1980.

À partir de cette date fut entreprise par **Marc Villeger**, sous la direction de **Jean Andrieux** (université Paris-Sud), une thèse ayant pour principal objet l'analyse microtectonique de l'ensemble de la couverture entre le Luberon et l'axe Ventoux-Lure. Cette étude amena ces auteurs à définir (M. Villeger, 1984 ; M. Villeger et J. Andrieux, 1987) : « *un ensemble structural relativement rigide et bordé par des limites plus complexes, héritées de l'évolution mésozoïque* », auquel ils donnèrent le nom de « *Panneau de couverture nord-provençal* » (PCNP ; fig. 92). Ce panneau (qui, au plan géographique, correspond sensiblement au plateau de Vaucluse) est bordé par des structures plissées Est-Ouest, polyphasées mais simples (au Nord l'axe Ventoux-Lure, au Sud le Luberon) tandis que ses bordures orientale et occidentale « *sont le siège de la réactivation d'accidents à l'histoire ancienne* » (respectivement faille de la Durance N30, faille Nord-Sud de Salon-Cavaillon) jouant le rôle de rampes latérales jalonnées par des structures complexes (anticlinorium de Manosque, anticlinal faillé de Volx).

Le PCNP correspond, pour l'essentiel, à une lithologie faite de calcaires du Jurassique supérieur et surtout d'Urgonien, armature qui explique, selon Villeger, la grande rigidité du panneau vis-à-vis des contraintes tectoniques et, en conséquence, sa très faible déformation.

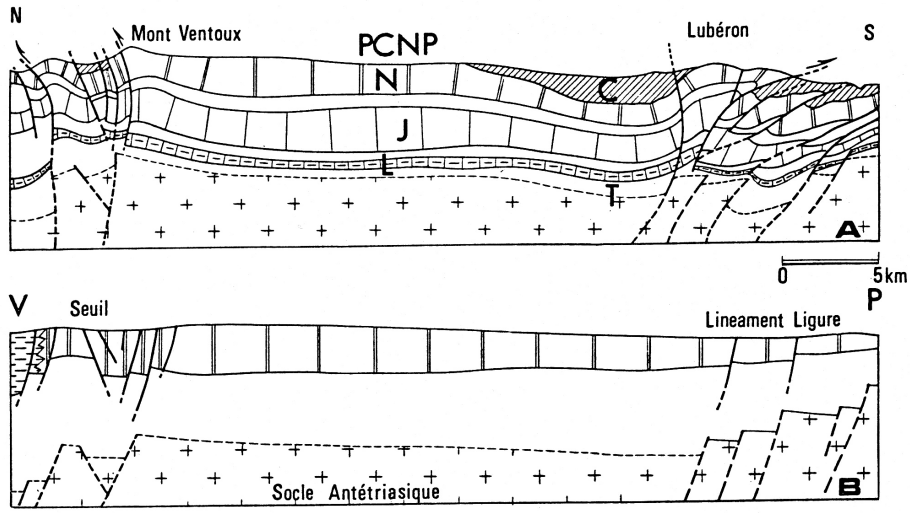


Fig. 92. Coupe générale (A) du panneau de couverture nord-provençal et disposition à la fin du Crétacé inférieur (B) (d'après Marc Villeger et Jean Andrieux, 1987). T : Trias ; L : Lias ; J : Jurassique moyen et supérieur ; N : Crétacé inférieur ; C : Cénozoïque ; V : bassin vocontien ; P : série provençale réduite. Noter dans cette interprétation l'enracinement des chevauchements dans des panneaux de socle.

La limite méridionale de ce dispositif a fait cependant l'objet d'appréciations différentes. Pour Villeger (1984), cette limite correspond au « *linéament ligure* » (V. Carrère et J. Chorowicz, 1982) qui, grosso-modo, se confond en situation et direction avec le chaînon du Luberon et des Alpilles (fig. 92).

Villeger et Andrieux intégrèrent par la suite au PCNP les chaînons des Costes et de Beaumont-de-Pertuis au Sud du Luberon, tandis que très récemment (2011), G. Clauzon *et al*. et S. Molliex *et al*. (2011) y ont inclus les chaînons des Alpilles, de la Trévaresse et de la Fare, élargissant ainsi considérablement la bordure plissée méridionale du PCNP.

1. La bordure nord : Mont-Ventoux-Montagne de Lure

Pour Marc Villeger (1984), le môle du Mont-Ventoux est limité par deux directions structurales ayant fonctionné au cours du Mésozoïque : les accidents de direction N060, terminaisons de la faille de Nîmes, et ceux de direction N100-110 qui ont joué en failles normales en assurant la séparation du Ventoux de la fosse vocontienne.

D'après les géologues de l'Institut de géologie Albert de Lapparent (Christian Hibsch *et al*., 1992), le secteur Ventoux-Lure a été marqué, dès la fin de l'Éocrétacé, par le jeu décrochant d'accidents NE-SW à ENE-WSW, parmi lesquels le faisceau de la faille de Nîmes a sans doute joué un rôle important.

Christian Montenat *et al*. (2004) ont montré que l'accident Est-Ouest du Toulourenc, au Nord du Ventoux, a été le siège de jeux polyphasés durant l'Aptien et l'Albien, s'opérant en régime décrochant compressif. Ce mouvement s'est fait en conjonction avec l'ouverture des fossés subméridiens de Banon (P. Joseph *et al*., 1987) et de Sault (C. Montenat *et al*., 1986).

L'importance de la phase de compression pyrénéo-provençale a fait débat. Elle a été minimisée par **Mary Ford** et **Urs Stahel** (Zürich), qui ont attribué (1995) la mise en place du chevauchement Ventoux-Lure à un événement compressif post-burdigalien.

En se basant sur des arguments géométriques de la transition entre la pente de la plate-forme provençale et le bassin vocontien, ces auteurs ont estimé que l'accident Ventoux-Lure aurait une ampleur de chevauchement plurikilométrique vers le Nord (jusqu'à 8 km sur la branche orientale).

Pour **François Roure** et **Bernard Colletta** (1996), le chevauchement du Ventoux serait surimposé à un système de failles normales profondes affectant le socle et qui aurait été actif pendant le Trias et le Jurassique, délimitant ainsi le domaine de plate-forme d'avec la fosse vocontienne. Lors des compressions alpines, le déplacement en profondeur vers le Sud du bassin mésozoïque vocontien, par décollement sur les évaporites du Trias, aurait conduit à un rétrochevauchement progressif vers le Nord du panneau de couverture rigide nord-provençal, sur le bassin vocontien après décollement sur le niveau plastique de l'Oxfordien. Mais l'analyse microtectonique effectuée par **Claire Champion** *et al*. (2000) suggérerait plutôt une composante décrochante (mouvement transpressif sénestre) de l'accident Ventoux-Lure lors de la phase miocène, avec une composante chevauchante faible. Pour ces auteurs, l'essentiel de la structure chevauchante Ventoux-Lure s'est élaborée au cours de la phase pyrénéo-provençale.

2. Le massif de Suzette

Après les travaux de Pierre Termier (1927 ; cf. p. 72), la première étude stratigraphique et structurale moderne du massif de Suzette fut celle effectuée dans la thèse (publiée en 1962) de **Robert Brasseur**, ingénieur-géologue à l'Institut français du Pétrole, élève de Jacques Flandrin. Il montra que la tectonique du massif de Suzette est polyphasée et qu'un premier fossé (dans le prolongement de la faille de Nîmes), relié au domaine vocontien, se forme à partir du Valanginien à l'emplacement du massif de Gigondas et fonctionne jusqu'au Bédoulien. La région fut soumise à l'émersion à la fin du Crétacé inférieur, au cours d'une phase tectonique anté-cénomanienne, responsable de plis de faible amplitude, mais ayant conduit à la création de reliefs importants suivis d'érosion.

Contrairement à ce que pensait Albert-F. de Lapparent, pour qui (1940) la tectogenèse du massif de Suzette relevait essentiellement de la tectonique alpine, Robert Brasseur insista sur l'importance de la phase pyrénéo-provençale dans la structuration du massif ; selon lui, cette phase serait majeure : elle se traduirait par la formation de plis très accentués, sur lesquels repose en discordance l'Oligocène, et par la première et principale extrusion diapirique du Trias, prouvée par la présence de quartz bipyramidés triasiques remaniés dans les niveaux de base de l'Oligocène[45].

Selon Brasseur, la région de Suzette et de Gigondas a été, après coup, affectée par la première phase alpine (entre l'Oligocène et le Burdigalien), puis par la deuxième phase alpine affectant le Miocène, cette dernière, plus intense, se caractérisant par une remobilisation des grands accidents, par des chevauchements locaux, ainsi que par le rejeu important du Trias, donnant son aspect actuel au massif.

L'étude du massif de Suzette a été reprise quelques années plus tard par les structuralistes de l'université Paris-Sud qui ont mis l'accent (**Laurent Casagrande** *et al*., 1989) sur l'existence d'une tectonique en distension intra-oligocène, responsable de la formation d'un graben N 060-N 070, dans le prolongement de la faille de Nîmes, dans lequel s'est accumulée la série ludienne-oligocène de Suzette (fig. 93). La plupart des failles normales oligocènes rejouent en failles inverses lors des compressions alpines du Miocène supérieur.

L'évolution du diapir triasique de Suzette présente ainsi de grandes similitudes avec celle des bandes triasiques de Basse-Provence : similitudes chronologiques des phases tectoniques qui ont participé à leur édification respective, mais aussi similitudes dans la localisation des unités triasiques sur le trajet de grands accidents qui ont joué à différentes époques et dans divers régimes de contraintes en favorisant la mobilisation et l'extravasion du Trias.

[45] Cette observation sera confirmée ultérieurement par Tahir Emre et Georges Truc (université de Lyon) qui mettront en évidence (1978) l'existence de niveaux continentaux, attribués au Ludien, reposant en discordance sur le Trias de Suzette. Par ailleurs, divers minéraux néoformés ont permis à Vincent Perthuisot et Nicole Guilhaumou (1983) de dater la montée du Trias entre 37 et 34 Ma.

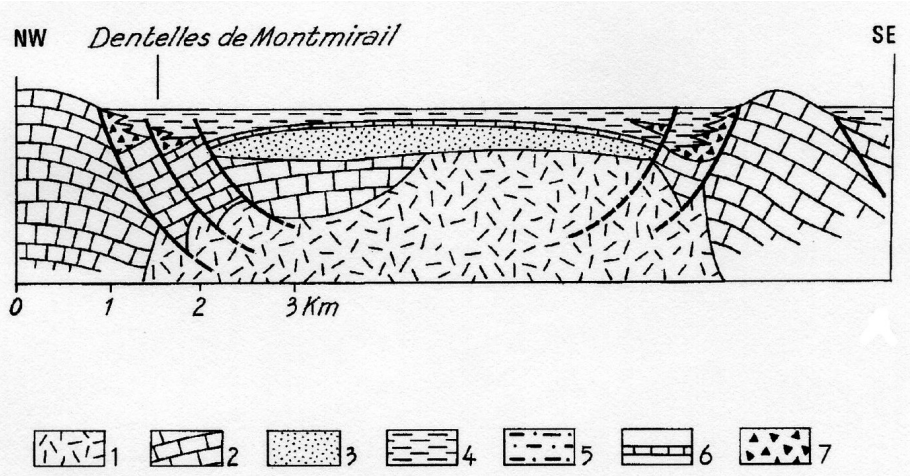


Fig. 93. Reconstitution du dispositif structural oligocène du bassin de Suzette (d'après Laurent Casagrande et al., 1989). 1 : Trias ; 2 : Mésozoïque ; 3 : Ludien inférieur ; 4 : Ludien supérieur à Stampien inférieur ; 5 : Stampien moyen et supérieur ; 6 : calcaires lacustres ; 7 : brèches. Le graben ludien-oligocène est limité par des failles listriques affectant les bordures mésozoïques et le substratum triasique.

3. Les structures tectoniques sous le plateau de Valensole

Paul Dubois et **Robert Curnelle** présentèrent (1978) les résultats des profils sismiques et du forage des Mées sous le plateau de Valensole (fig. 94), qui permirent la mise en évidence d'une structure anticlinale d'axe Est-Ouest, chevauchante vers le Sud, décollée, selon eux, du substrat hercynien au niveau du Trias.

L'âge de mise en place de la structure des Mées est anté-miocène ; celle-ci est issue des mouvements compressifs de la phase pyrénéo-provençale car le Miocène qui recouvre la structure est indemne de plissement.

La structure de Mirabeau, au nord de la Bléone, est aussi un chevauchement à vergence sud, mis en place au cours de la phase pyrénéo-provençale, mais repris par la phase alpine comme l'atteste le Miocène plissé.

Les forages des Mées et de Gréoux permirent de reconnaître le socle à une faible profondeur, recouvert par une série mésozoïque peu épaisse. Paul Dubois et Robert Curnelle en retirèrent la preuve de l'existence, dans le secteur du plateau de Valensole, d'une importante zone haute du socle pendant tout le Mésozoïque, limitée à l'Ouest par la faille de la Durance, celle-ci constituant la ligne de flexuration séparant cette zone haute du bassin profond rhodanien.

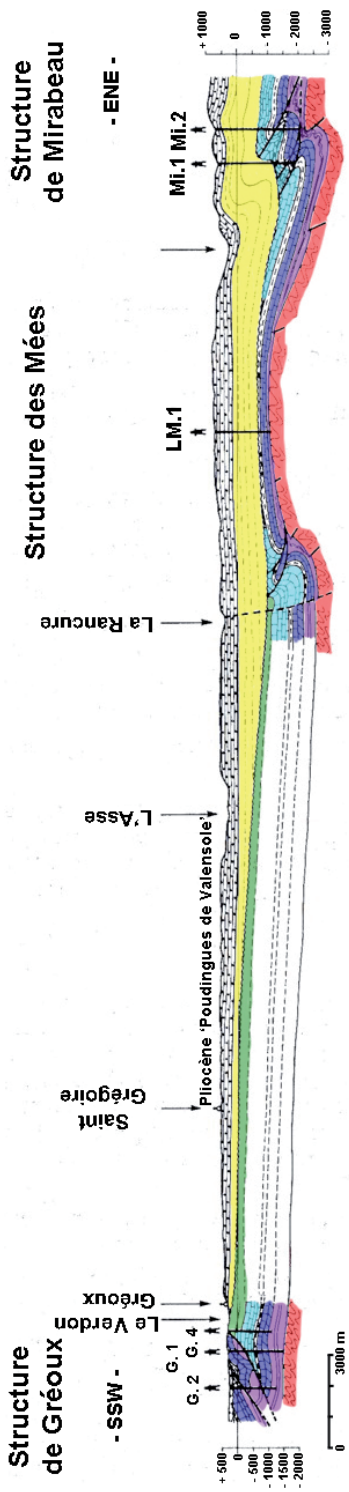


Fig. 94. Structure du soubassement du plateau de Valensole (d'après Paul Dubois et Robert Curnelle, 1978, modifié). Socle paléozoïque (rouge) ; Trias (violet) ; Dogger-Lias (bleu foncé) ; Jurassique supérieur (bleu clair) ; Crétacé inférieur (vert) ; Miocène (jaune).

4. Le bassin oligocène de Manosque et la faille de la Durance

L'existence de reliefs limitant à l'Est le bassin de Manosque-Forcalquier à l'Oligocène fut signalée pour la première fois par **Jean Goguel** en 1959, à la suite de la mise en évidence par cet auteur de klippes sédimentaires de Crétacé inférieur à la partie tout à fait inférieure de l'Oligocène, à l'Est de la vallée du Lauzon.

Goguel envisagea que ces reliefs, dont seraient issus les klippes sédimentaires, « *auraient été abaissés par la grande flexure qui longe la rive droite de la Durance, et enfouis sous une énorme masse de sédiments miocènes* ». **Jean-Paul Destombes** (1962) fit de ces reliefs la limite orientale « *parfaitement rigide* » de la fosse de Manosque.

Patrick Gigot (1973) puis P. Gigot *et al*. (1977) décrivirent le rôle de « *l'accident majeur durancien* » à l'Oligocène, limitant à l'Est l'extension du « *graben* » de Manosque et séparant ce dernier du « *horst de Valensole* » (fig. 95). « *D'énormes coulées de mégabrèches, des klippes sédimentaires glissent vers l'intérieur du bassin, à partir de ce horst* ». Pour ces auteurs, l'accident durancien s'intègre « *dans le schéma d'une tectonique en extension syn-oligocène intéressant l'ensemble du bassin en liaison avec l'extension générale de la plate-forme européenne à cette époque* ». Les travaux de P. Gigot *et al*. conduisirent aussi à attribuer aux failles synsédimentaires prolongeant celles du champ de Banon, un rôle déterminant dans l'épaississement de la série oligocène du bassin de Manosque. « *Ce faisceau d'accidents détermine la forme du bassin oligocène. Il individualise à l'Ouest un domaine peu subsident et à l'Est un graben fortement subsident (près de 3000 m de sédiments vers Manosque)* », où s'accumula le sel.

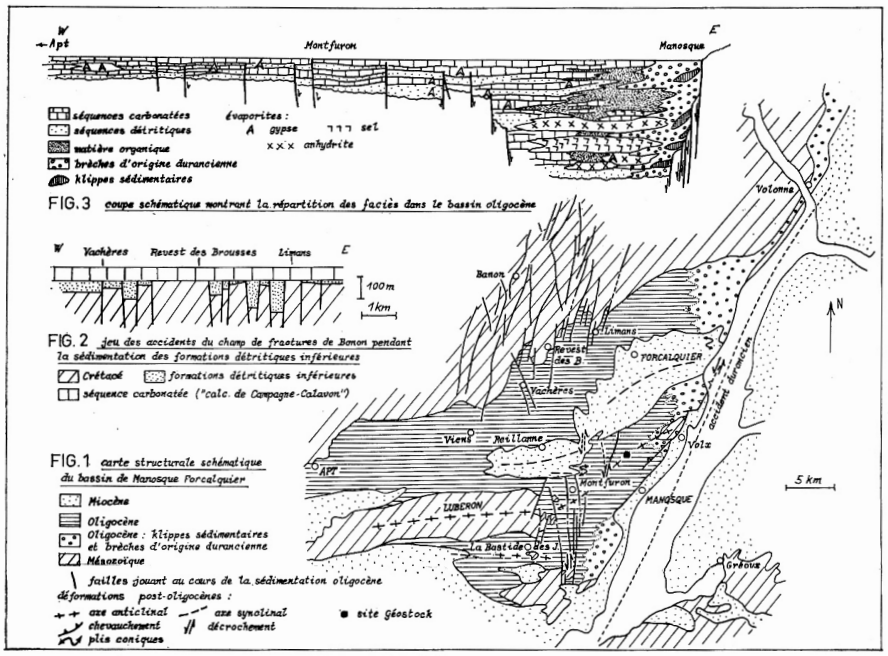


Fig. 95. Le bassin continental oligocène de Manosque-Forcalquier (d'après Patrick Gigot et al., 1977). Noter le rôle actif du champ de fractures de Banon et du horst de Valensole pendant la sédimentation oligocène.

François Arthaud et **Michel Séguret** ont estimé (1981) que la faille de la Durance peut être considérée comme un accident tardi-hercynien décrochant, susceptible de se prolonger largement vers le Nord et vers le Sud, où cette faille serait relayée par la faille d'Aix.

Enfin, grâce notamment à une modélisation analogique, **François Roure** *et al*. (1992) ont établi que la faille de la Durance rejoue en faille inverse durant le Néogène, en réponse à l'inversion structurale qui affecte le bassin de Manosque, impliqué dans un anticlinorium complexe en partie transporté vers l'Est. Cette géométrie antiforme semble contrôlée par un faisceau de failles de chevauchement qui sont enracinées dans le sel oligocène.

5. Le Luberon et les Alpilles

Les travaux de la période moderne ont tout d'abord mis l'accent sur l'importance des déformations alpines du Luberon et des Alpilles, que les auteurs de la période précédente (Jean Goguel et Charles Combaluzier) avaient eu tendance à minimiser.

Dès 1967, **Roger Anglada** et Émile **Colomb** (université de Provence) mirent en lumière l'existence du chevauchement du Grand-Luberon sur le synclinal miocène de Cucuron, et ils lui attribuèrent une flèche d'environ 800 m.

En 1975, **Georges Clauzon** démontra que les écailles tectoniques du flanc méridional du Petit-Luberon, décrites par Goguel (1932), et qui, pour cet auteur, affecteraient la série éocène de Mérindol et seraient recouvertes en discordance par l'Helvétien, sont en réalité des klippes sédimentaires resédimentées dans le Miocène.

Ultérieurement (1982), **Jean-Pierre Aguilar** et Georges Clauzon attribuèrent la phase orogénique génératrice de l'anticlinal du Luberon et des brèches de Cucuron au Tortonien supérieur-Messinien pré-évaporitique, et au Messinien l'épisode compressif responsable du chevauchement du Luberon et des brèches du flanc méridional du Petit-Luberon (brèches de Champeau).

Dans une note très récente (2011), G. Clauzon *et al*. sont cependant revenus sur cette interprétation, indiquant que la structuration alpine du Luberon fut réalisée avant la crise de salinité et se déroula en deux épisodes tectoniques distincts d'âge miocène : le premier d'âge miocène inférieur (Langhien), affectant essentiellement le Petit Luberon, tandis que le second épisode, plus récent, a structuré le Grand-Luberon avant 5, 9 Ma.

La phase tortonienne de l'orogenèse alpine s'avère désormais la phase majeure des épisodes miocènes dans la structuration du Luberon, de son avant-pays et des chaînons associés au Sud du massif.

Les travaux récents ont toutefois réaffirmé l'importance de la phase pyrénéo-provençale dans la tectogenèse du Luberon, des Alpilles ou des chaînons de la région de Salon (G. Clauzon *et al*., 2011 ; S. Molliex *et al*., 2011), rejoignant ainsi les idées de Jean Goguel, exprimées en 1932.

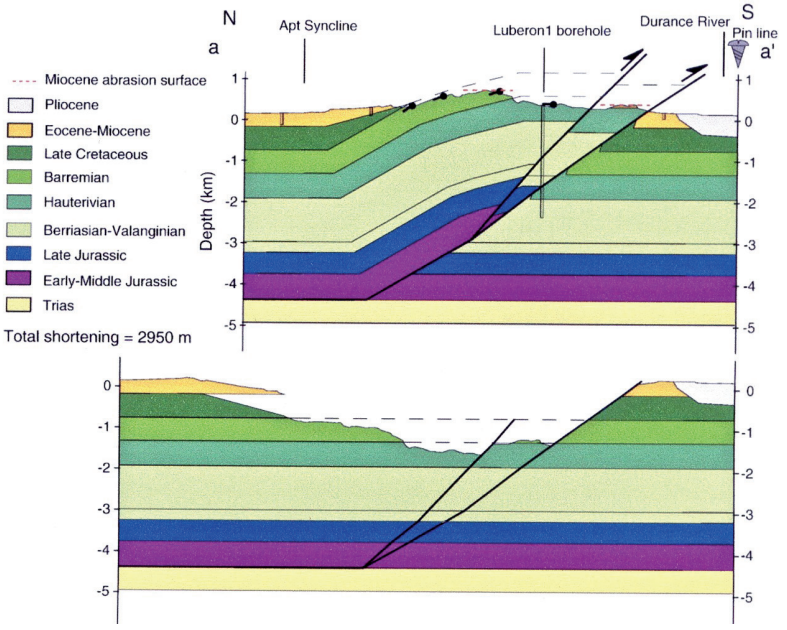


Fig. 96. Coupes équilibrées du chevauchement du Luberon (d'après Stéphane Molliex et al.*, 2011). Comparer avec la figure 92.*

L'établissement de coupes équilibrées a conduit **Stéphane Molliex** *et al.*, du CEREGE (Aix-en Provence), à interpréter (2011) le Luberon comme un anticlinal de rampe développé au-dessus d'une faille de chevauchement majeure à vergence sud, enracinée dans le niveau de décollement du Trias à une profondeur évaluée à 4,5 km[46] (fig. 96) ; le raccourcissement serait d'environ 2900 m. Pour Molliex *et al.*, une grande part de la déformation (plissement et chevauchement) s'est produite durant la phase fini-crétacée à éocène et fut réactivée au cours de la phase du Miocène supérieur.

Une étude comparable a amené les mêmes auteurs à interpréter le chevauchement des Alpilles comme le résultat d'un décollement localisé à 2 km de profondeur, à l'interface Valanginien-Hauterivien, relayé au Sud (anticlinal du Paradou) par un autre décollement plus profond (4,2 km) au niveau des marnes du Jurassique supérieur.

6. La faille de Salon-Cavaillon

Reconnue comme un linéament majeur de la Provence (J. Guillemot et *al.*, 1973 ; J. Chorowicz et S. Paul, 1974), la faille SSW-NNE de Salon-Cavaillon (FSC), déjà étudiée par Jean Goguel en 1944 (voir p. 90 et fig. 30) a été considérée comme une faille décrochante dextre par **Philippe Combes** (1984).

[46] Il convient de rappeler toutefois (cf. p. 197) que Vincent Carrère et Jean Chorowicz avaient attribué (1982) le chevauchement du Luberon et des Alpilles au rejeu polyphasé d'une faille normale crétacée Est-Ouest, affectant le socle, et se calquant sur le « *linéament ligure* ».

Stéphane Molliex *et al*. (2011) ont attribué à cette faille un rôle majeur dans les variations d'épaisseur de la série mésozoïque reconnue de part et d'autre de son tracé : épaisse à l'Est (Luberon), plus réduite à l'Ouest (Alpilles). D'après ces chercheurs, la faille de Salon-Cavaillon s'est comportée au cours des phases de compression pyrénéo-provençale et alpine, comme une faille de transfert : à l'Est de celle-ci, les chevauchements sont issus d'un décollement profond dans les niveaux incompétents du Trias, tandis qu'à l'Ouest les chevauchements s'enracinent à des profondeurs moindres dans les niveaux disharmoniques du Crétacé ou du Jurassique. Par ailleurs, le raccourcissement, dû à la compression alpine, est différent de part et d'autre de l'accident : il est plus élevé dans le Luberon (33% du raccourcissement total) que dans les Alpilles (moins de 5 %). Le soulèvement miocène est de 500 m pour le Luberon et de 50 m pour les Alpilles.

En résumé, les travaux récents aboutissent à l'idée d'une importante déformation du « *panneau de couverture nord-provençal* » au cours de la phase pyrénéo-provençale (65 % de son raccourcissement total selon Molliex *et al*., 2011), responsable de la formation des plis Est-Ouest et de la mise en place des chevauchements. Ce résultat, qui rejoint les interprétations que Jean Goguel avait faites dans les années 1930, constitue, indirectement, un hommage à la clairvoyance dont ce dernier avait fait preuve quelque soixante ans auparavant. La déformation est interprétée comme due à un décollement de la couverture sur le Trias ou d'autres niveaux disharmoniques secondaires, les auteurs récents considérant que les foyers des séismes liés à ces chevauchements sont relativement peu profonds et entièrement localisés au sein de la couverture.

F. La néotectonique

L'avancée des travaux sur ce thème a bénéficié des techniques d'exploration spatiale et de surveillance sismique, ainsi que de l'analyse microtectonique de la déformation sur les séries néogènes et quaternaires.

Jean Chorowicz et **Serge Paul** furent parmi les premiers à mettre en évidence par télédétection (1974), une famille de linéaments N80°, qu'ils attribuèrent à une tectonique fini-miocène. Le socle provençal aurait subi une phase de distension créant de nouveaux accidents et faisant rejouer des failles oligocènes N30°.

Pour ces auteurs, cette extension fini-miocène est à mettre en relation avec la formation de la Méditerranée. En Basse-Provence, on doit aussi, selon eux, à cette phase, l'apparition du horst de la Sainte-Baume, et de grands alignements comme celui de la vallée de l'Huveaune.

Dans le cadre d'un projet d'installation d'un réseau de surveillance sismique régional, **Philippe Combes**, de l'université de Strasbourg, réalisa dans sa thèse (1984) une première zonation néotectonique et sismotectonique de la Provence et du domaine subalpin voisin, en rassemblant des données antérieures isolées et en effectuant une analyse microtectonique quantitative de la déformation sur les accidents susceptibles d'être sismiquement actifs.

Il montra ainsi que les caractéristiques de la sismicité historique et instrumentale varient suivant la nature (décrochement, chevauchement) de l'accident auquel elle

se rattache. En Provence, les foyers de séismes se localisent, pour la plupart, dans les cinq premiers kilomètres de l'écorce terrestre.

Une première application de l'analyse microstructurale aux terrasses quaternaires de la Basse-Durance révéla (1987) à **Pierre Arlhac** *et al*. (université de Provence), l'existence d'un champ de compression actuel dont la contrainte principale majeure est horizontale et orientée Nord-Sud.

1. Le débat sur l'âge de mise en place du front subalpin occidental

Dans la région de Puimoisson, sur le plateau de Valensole, affleure, en bordure du front subalpin, une formation bréchique qui fut décrite par **Albert-F. de Lapparent** sous le nom de « *brèche de Balène* ».

Une étude en fut effectuée en 1969 par **Marcel Gigout** qui conclut au caractère cryoclastique de cette brèche, d'un Quaternaire plus ancien que le Mindel, reposant sur les formations pliocènes de Puimoisson et de Ségriès et représentant toutes les phases froides du Quaternaire.

Cette interprétation fut partagée par **Michel Dubar** (CNRS, Marseille), qui débutait un travail de thèse sur le Quaternaire de la région durancienne.

Mais **Georges Clauzon**, reprenant à son tour l'étude de la région de Puimoisson, indiqua (1975b), que la brèche de Balène repose, par une discordance majeure, sur les formations néogènes sous-jacentes ; pour lui, il s'agit d'une brèche synorogénique, d'âge villafranchien, ce qui le conduisit à attribuer au Pléistocène inférieur (autour de 1,5 Ma) la mise en place du front subalpin dans la région de Puimoisson.

Conclusion évidemment importante, qui allait à l'encontre de l'opinion développée par M. Dubar *et al*. *(*1978), qui soutenaient l'idée de l'origine cryoclastique de la brèche, mise en place « *postérieurement au chevauchement des massifs calcaires de bordure sur le bassin tertiaire* » et contemporaine d'une glaciation alpine du Pléistocène inférieur.

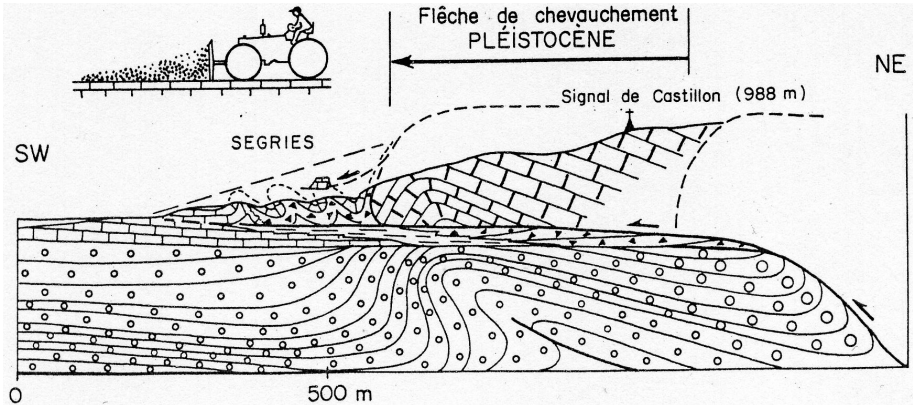


Fig. 97. Coupe du front subalpin à Ségriès (d'après Philippe Combes, 1984). Le panneau mésozoïque du Signal de Castillon chevauche les conglomérats mio-pliocènes de Valensole (ronds) et les brèches plio-pléistocènes de Balène (triangles noirs).

En 1984, Philippe Combes, grâce à une analyse microtectonique de la déformation, confirma l'existence d'une compression pléistocène et précisa que la transition plio-pléistocène est marquée par un changement dans la direction des axes de plis (de N170-150 à N140-120) et dans celle des chevauchements. Dans la région de Puimoisson, « *le chevauchement subalpin externe repousse à son front à la manière d'un bulldozer les formations lacustres de Ségriès (Pliocène supérieur), soit les chevauche* » (fig. 97).

De nouvelles données chronologiques (biozones de mammifères et magnétostratigraphie) conduisirent M. Dubar *et al*. (1998) à rapporter l'intervalle de mise en place de la brèche de Balène à la deuxième partie de la période inverse de Matuyama (premiers dépôts autour de 1,77 Ma ; derniers dépôts autour d'environ 1 Ma).

Pour Dubar et ses collègues, cependant, la déformation du front subalpin a été continue pendant tout le dépôt de la brèche de Balène et il n'y a pas de discordance angulaire d'ensemble entre la brèche et son substratum : les cailloutis ne seraient, en quelque sorte, que les témoins de la progression du front chevauchant subalpin sur le bassin de Valensole.

2. Les failles sismiques de la Provence

a. La faille de la moyenne Durance

Monique Terrier (université de Provence et BRGM) a montré (1991), dans sa thèse consacrée à la néotectonique et la sismotectonique de la Provence occidentale, que la faille de la moyenne Durance (FMD) est vraisemblablement constituée de deux segments principaux, avec un relais compressif représenté au Mio-Pliocène par l'anticlinal de Manosque et la faille inverse du massif de Beaumont, à l'Est de Pertuis. La FMD a subi des déformations complexes au Miocène, au Pliocène et au Quaternaire.

Claire Champion, Pierre Choukroune et **Georges Clauzon** (CEREGE, Aix-en-Provence), ont élargi (2000) l'essai de Monique Terrier en mettant l'accent sur la déformation post-miocène subie par l'ensemble de la Basse-Provence occidentale, entre la nappe de Digne à l'Est et la faille de Nîmes à l'Ouest et qui serait commandée, pour l'essentiel, par la poussée arrière de l'arc alpin méridional. Les effets du raccourcissement alpin se seraient exercés, selon ces auteurs, sur les grands accidents décrochants de la région, comme la faille de la moyenne Durance, mais en revanche, il n'y aurait pas de déformation plio-quaternaire mesurable, ni de déplacements post-miocènes importants de part et d'autre de celle-ci.

Pour **Pierre Guignard** *et al*. (CEREGE, Aix-en-Provence, 2005) les failles de la moyenne Durance (et celle d'Aix) appartiendraient au même système décrochant, permettant la propagation de la déformation compressive post-oligocène du panneau de couverture nord-provençal vers le Sud.

Pour ces auteurs, la faille de la moyenne Durance est composée de plusieurs segments dont certains sont connectés aux chevauchements à vergence sud du « *panneau de couverture nord-provençal* » comme, par exemple, la faille inverse de la Trévaresse.

Cette étude a été complétée par **Edward Marc Cushing** *et al*. (2008) par la construction d'un modèle structural socle-couverture des différents segments de la FMD et d'un modèle 3D des vitesses des ondes sismiques.

b. La controverse sur la faille de la Trévaresse

Le jeu néotectonique de la faille de la Trévaresse (cf. fig. 87) et son rôle éventuel dans le séisme destructeur de Lambesc du 11 juin 1909, ont été mis en lumière, en 2001, par les géologues de l'Institut de Physique du Globe de Paris (**Robert Lacassin** *et al*., 2001).

Pour ces auteurs, l'aire de dégâts maximum englobe l'ensemble de la chaîne de la Trévaresse, et son axe d'allongement (N110°E) est parallèle à cette chaîne.

Selon Lacassin *et al*., la Trévaresse est « *un anticlinal en croissance au-dessus d'une rampe de chevauchement active* » à pendage Nord et cette rampe pourrait s'enraciner à une profondeur d'environ 3 km, dans un niveau de décollement correspondant aux marnes du Crétacé inférieur.

Cette étude entraîna (2002) un commentaire de **Maurice Mattauer** (université de Montpellier), qui mit en doute les observations géomorphologiques des géophysiciens de l'IPGP, ainsi que l'existence d'un chevauchement dans la chaîne de la Trévaresse.

L'étude structurale ultérieure (2003) effectuée par **Dominique Chardon** et **Olivier Bellier**, du CEREGE, a cependant confirmé et précisé les conclusions de Lacassin *et al*. : le pli de la Trévaresse est un anticlinal de rampe « *forcé* » à vergence sud, qui s'est développé sur la faille inverse de la Trévaresse au cours des 11 derniers millions d'années et qui est encore actif. Les réestimations des paramètres de source du séisme indiquent, selon ces auteurs, que la faille de la Trévaresse doit s'enraciner à une profondeur minimale de 6 km dans le niveau de décollement du Trias (cf. fig. 87).

3. La tectonique quaternaire dans le bassin de Marseille et sur le précontinent

Georges Denizot fut le premier à prendre en considération, comme marqueur tectonique des mouvements récents, la surface d'aplanissement miocène (Denizot la datait du Pliocène) qui, on l'a vu (cf. p. 178), affecte les massifs autour du bassin de Marseille. Denizot avait noté le morcellement et les différences d'altitude de cette surface qu'il attribuait (1934) à des « *déformations vigoureuses, de type vertical* », s'étant manifestées au Quaternaire.

Eugène Bonifay confirma (1967b) ces observations et fit jouer un rôle important au rejeu des failles bordières Nord et Sud du bassin de Marseille, ainsi qu'à celui d'un accident hypothétique situé en mer à l'Ouest du bassin.

Pour Bonifay, un abaissement de la partie occidentale du bassin de Marseille s'est produit au début du Quaternaire moyen, entraînant l'affaissement des calcaires travertineux du Villafranchien, avec un décalage vertical de l'ordre de 150 à 200 m depuis les bordures jusqu'au centre du bassin.

D'autres mouvements verticaux se sont produits, selon lui, dans le bassin de Marseille durant le Mindel, provoquant l'affaissement de la bordure littorale : « *dès ce moment,*

la phase majeure des déformations est terminée et il ne s'y ajoute que des retouches de détail au Quaternaire récent (Riss et Würm) ».

Cette tectonique quaternaire fut étendue au précontinent marseillais après la découverte faite par **Claude Froget** (1967) d'une formation quaternaire marine de caractère peu profond, portant des traces d'émersion, immergée actuellement à -300 m, à la partie supérieure du talus continental, de part et d'autre du canyon de la Cassidaigne.

Le net pendage des bancs de cette formation conduisit Froget à proposer qu'elle se serait affaissée sous les eaux par le jeu d'un accident cassant ou d'une flexure, admettant ainsi que « *des actions tectoniques contemporaines des anciens stades du Quaternaire aient affecté le précontinent, au Sud de la Provence occidentale* ».

Par la suite, des littoraux immergés du Sicilien et du Tyrrhénien ont été découverts (Eugène Bonifay et Jean Courtin, 1980) sur la côte, entre Cassis et Marseille, lors des campagnes d'exploration sous-marines avec *L'Archéonaute*. Ces auteurs ont souligné l'importance des mouvements tectoniques au Pléistocène moyen, qui ont déterminé, par le rejeu d'accidents préexistants, le tracé et la morphologie du littoral actuel. Au cours de cette période, l'affaissement de la marge continentale a immergé les dépôts du Pliocène et du Pléistocène ancien (Calabrien) jusqu'à des profondeurs estimées par Bonifay et Courtin entre -75 et -200 m sur le plateau continental, donc assez comparables à celles admises par Froget.

Les observations faites en plongée par **Jacques Collina-Girard** sur le précontinent marseillais ont apporté des arguments morphologiques au rejeu quaternaire d'accidents. Certains abrupts très frais de traits structuraux sous-marins (prolongement de failles connues à terre) évoquent, selon lui, une néotectonique probable.

Cependant, les profils sous-marins levés en plongée par ce même auteur (1997) ont confirmé la stabilité à l'Holocène du littoral ouest-provençal, contrastant avec la surrection relative, au cours de cette période et jusqu'à l'époque actuelle, du littoral entre le massif des Maures et la région niçoise.

À l'instar des zones littorales soulevées de la Basse Provence cristalline, **Mireille Provansal** et ses collègues ont évoqué aussi (1995) le soulèvement probable de la bordure septentrionale de l'étang de Berre, adossée au chaînon de la Fare, pour justifier la position particulièrement élevée (+ 4 m) du niveau transgressif tardif du Tyrrhénien dans ce secteur.

Pour **Christophe Morhange** (Institut de géographie, Aix-en-Provence) *et al*. (1998), le soulèvement du littoral dans la région de Berre est intervenu au cours de l'Holocène et serait en relation avec un basculement de la plaine de l'Arc vers le Nord, en direction de l'accident chevauchant hypothétique du chaînon de la Fare.

Selon ces auteurs, les variations relatives du niveau marin de l'Holocène dans la Basse-Provence rhodanienne ont été influencées par la déformation du substrat : enfoncement dans le golfe de Fos, exhaussement dans la région de Berre. Cette mobilité serait liée à la proximité des failles de la Durance, de Salon-Cavaillon et de celle supposée de la Fare qui pourraient donc connaître une activité tectonique holocène notable.

G. Les chevauchements provençaux dans le contexte géodynamique de la Méditerranée nord-occidentale

Trois modèles géodynamiques de la Provence alpine ont été successivement proposés, ayant pour objectif principal d'expliquer les causes de la compression pyrénéo-provençale à l'Éocène, et la formation des chevauchements.

1. Un bombement crustal golfe du Lion-Provence (BCLP)

Gérard Guieu fut à l'origine d'une hypothèse visant à admettre l'existence d'un bombement crustal (le « *Bombement crustal golfe du Lion-Sud Provence ou BCLP* »), localisé entre le rivage actuel de la Méditerranée et le bloc corso-sarde dans sa position anté-dérive (G. Guieu et J. Roussel, 1990).

Ce bombement crustal aurait précédé l'ouverture de l'océan liguro-provençal à l'Oligocène. Sa présence serait attestée par les flux détritiques qui affectent la Provence dès le Cénomanien et jusqu'à l'Oligocène.

Pour Gérard Guieu et **Jacques Roussel** (géophysicien, université d'Aix-Marseille III), l'ouverture progressive de l'océan liguro-provençal se produisit dès la fin du Mésozoïque et entraîna un phénomène d'extension crustale se résolvant sur sa marge provençale en blocs basculés limités par des failles listriques faiblement inclinées vers le Sud. Ces failles se comporteraient comme des rampes aisément franchissables par la couverture allochtone décollée sur le Trias, lors de la phase majeure de compression sub-méridienne pyrénéo-provençale liée à la convergence Afrique-Ibérie-Europe.

Ce modèle rend compte, selon eux, du déplacement gravitaire de la couverture vers le Nord, mais aussi de l'ouverture des déchirures de la couverture à l'arrière des chevauchements provençaux.

Les profils sismiques réalisés sur la marge provençale et sur celle de la Corse, étudiés en 1996 par **Roland Vially** et **Paul Trémolières**, de l'Institut français du Pétrole, suggèrent l'existence de plans de cisaillements crustaux à pendage sud, considérés par ces auteurs comme des failles de détachement créées par extension de la croûte au Mésozoïque et sur lesquelles auraient pu se greffer les principaux chevauchements provençaux lors de l'inversion tectonique de la phase éocène.

Cette interprétation de la genèse des chevauchements provençaux est proche de celle de Guieu et Roussel, au moins pour le rôle important qu'elle accorde à l'extension crustale précédant la compression majeure éocène.

2. Un prolongement de l'océan Valaisan en Provence

Gérard Stampfli (université de Lausanne) a émis l'hypothèse (1993) de l'existence d'une connexion entre l'océan valaisan et le sillon nord-pyrénéen, *via* un domaine actuellement immergé au Sud de la Provence ; cet hypothétique océan, largement ouvert à l'Aptien (Stampfli *et al*., 1998), aurait connu un début de fermeture au Cénomano-Turonien, prouvé par le flux important de détritique qui se manifeste à cette époque en Provence (cf. fig. 62).

L'une des intentions de ce modèle est de résoudre le problème du déplacement vers l'Est de la plaque ibérique le long de la faille nord-pyrénéenne qui, dans cette hypothèse, se continuerait bien évidemment vers l'Est, créant un lien structural entre l'océan Atlantique et le domaine alpin. La subduction de l'océan valaisan à l'Éocène serait responsable de la compression majeure et du raccourcissement de la croûte, suivi de la mise en place des nappes provençales. Ce modèle a cependant été rejeté en 2005 par **Olivier Lacombe** et **Laurent Jolivet** (université Pierre et Marie Curie, Paris VI), pour qui le domaine reliant le rift pyrénéen et l'océan Valaisan n'a jamais été océanisé.

Effectivement, les preuves géologiques de l'existence de cet océan manquent, même si l'évolution paléogéographique du bassin sud-provençal au Crétacé moyen et supérieur milite pour l'existence d'un grand rift pyrénéo-provençal (J. Philip *et al*., 1987 ; J. Hennuy, 2003). Rien ne s'oppose non plus à l'ouverture vers l'Est de ce bassin, sans toutefois impliquer l'existence d'un domaine océanique actif, tel que l'admettent G. Stampfli *et al*. (1998), et auquel ce rift serait associé.

3. Une subduction au Sud du bloc corso-sarde, moteur de la compression pyrénéo-provençale (fig. 98)

Olivier Lacombe et Laurent Jolivet (2005), tout en admettant l'extension durant le Crétacé du rift pyrénéen jusqu'au domaine provençal, rejettent l'idée d'une possible suture océanique entre la Provence et le bloc corso-sarde, ces deux ensembles étant considérés par eux comme réunis durant le Mésozoïque et constituant l'avant-pays du domaine océanique de la Téthys alpine[47]. Pour ces auteurs, le raccourcissement pyrénéo-provençal est partiellement contemporain de la déformation de la Corse alpine, le pic de pression dans les schistes lustrés et les éclogites de Corse se situant dans un intervalle de temps compris entre 80 Ma et 45 Ma, tandis que le métamorphisme de l'Éocène du massif du Tenda est évalué à 35 Ma.

D'après Lacombe et Jolivet, la phase pyrénéo-provençale n'était pas totalement achevée lorsque intervint le dernier épisode de collision de la nappe des schistes lustrés avec la Corse hercynienne et c'est la subduction de l'Afrique le long de la marge méridionale de la plaque ibérique qui aurait donné naissance à l'état de compression Nord-Sud dans cette dernière (p. ex. dans l'ensemble corso-sarde et provençal) sur une croûte déjà amincie au Crétacé.

Louis Andreani *et al*., tout en adoptant le modèle de Lacombe et Jolivet, ont suggéré très récemment (2010) une orientation NE-SW de la fosse de subduction pour expliquer l'existence de directions de compression NW-SE dans le massif de la Nerthe.

[47] L'identité d'évolution paléogéographique des plates-formes carbonatées mésozoïques en Provence et en Sardaigne accrédite ce point de vue (cf. p. 153 et fig. 63). D'autre part, des structures compressives mises en évidence en Sardaigne par les géologues de l'Institut français du pétrole et de l'université de Cagliari ont été rapportées à la phase pyrénéo-provençale (Letouzey *et al*., 1982).

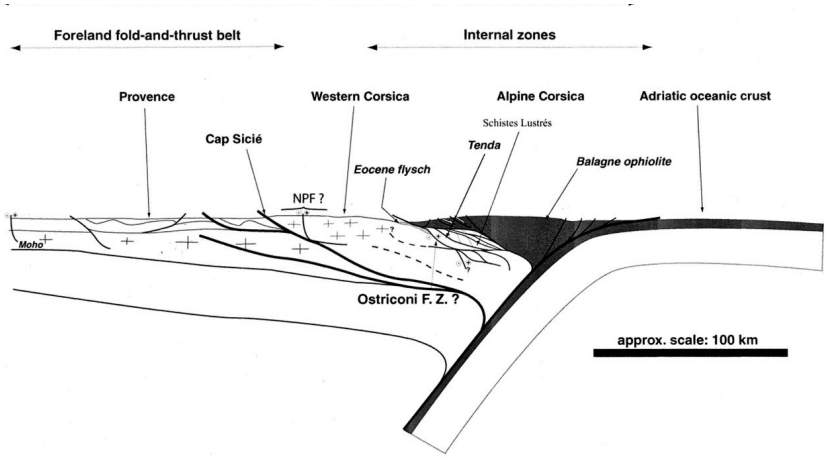


Fig. 98. Coupe à l'échelle de la croûte du domaine Provence-Corse à la fin de l'Éocène (d'après Olivier Lacombe et Laurent Jolivet, 2005). F.Z. : Zone faillée d'Ostriconi ; NPF : Faille nord-pyrénéenne.

Cette orientation particulière aurait engendré un partitionnement de la déformation en Provence, avec deux directions reflétant à la fois la composante normale à la fosse (NW-SE) et la convergence régionale Afrique-Europe (NS)[48].

[48] Rappelons toutefois que, selon Patrick Gaviglio (1985), la contrainte majeure à l'Éocène supérieur est orientée N020, tandis que la direction de déplacement de la nappe de Sicié a été déterminée SW-NE par Maurice Mattauer et François Proust (1963). Il existe ainsi vraisemblablement des causes locales à la dispersion des axes de contraintes autour de la direction principale Nord-Sud.

Épilogue

L'exploration géologique de la Provence a commencé vers le milieu du XVIII^{e} siècle, grâce à une poignée de précurseurs naturalistes : ceux-ci dressèrent un premier inventaire des roches, des minéraux, des couches fossilifères et des terrains volcaniques de la région, jetant aussi quelque lueur sur leur mode de formation.

Après les tâtonnements des deux premières décennies du XIX^{e} siècle débuta, vers 1830, une seconde phase d'exploration marquée par l'établissement des bases stratigraphiques de la Basse-Provence calcaire et de la Haute-Provence et par les premières descriptions géologiques de la Basse-Provence cristalline. Un grand nombre de géologues fondateurs participèrent à ce travail de description et de classification chronologique des terrains : ainsi fut franchie une étape essentielle dont l'accomplissement prépara les recherches ultérieures.

À partir de 1884, s'ouvrit une période faste et qui se poursuivit pendant le premier quart du XX^{e} siècle : celle de la découverte des grands chevauchements de la couverture sédimentaire et du socle cristallin. Nous avons montré combien cette période fut dominée par l'œuvre gigantesque de Marcel Bertrand et de ses disciples, qui hissèrent la Provence au rang de modèle pour la tectonique des chaînes de couverture. Auxiliaire indispensable des travaux de tectonique et du levé de la carte géologique, la stratigraphie connut également un grand développement au cours de cette période.

Le milieu du XX^{e} siècle fut le temps d'une relative pause dans les découvertes, et même d'un recul scientifique en Basse-Provence avec les travaux des anti-nappistes. Fort heureusement, autour des années 1960, de nouvelles recherches conduisirent à une réhabilitation des conceptions de Marcel Bertrand.

Au cours des décennies suivantes, une place importante a été donnée à l'étude des grands problèmes stratigraphiques et structuraux et à l'établissement des reconstitutions paléogéographiques et géodynamiques dans le cadre de la tectonique globale.

Ce nouvel essor de la géologie provençale a été rendu possible grâce à de nouvelles méthodes d'étude, au renouvellement des équipes de recherche, à l'émulation entre différentes écoles, à l'exploration pétrolière et minière de la région et, enfin, grâce aux grands travaux d'aménagement qui y ont été réalisés.

La géochronologie et la microtectonique sont venues s'associer à la pétrographie et à la géochimie dans les reconstitutions géodynamiques du socle provençal. Les structures tectoniques de la Provence calcaire, quant à elles, ont été minutieusement analysées grâce à des levés à grande échelle et, plus récemment, grâce à l'utilisation des coupes équilibrées et des profils sismiques.

La Provence doit sa réputation géologique aux travaux de Marcel Bertrand qui en dévoila la structure en nappes de charriage et grands chevauchements. Sous l'impulsion de Léon Lutaud prit également naissance en Provence le concept fécond de morphotectonique.

Si les travaux de tectonique furent les plus emblématiques, ils n'éclipsèrent pas les recherches stratigraphiques dont la Provence fut le support. Les contributions de Philippe Matheron, Aristide Toucas, et d'Henri Coquand sur les terrains du Crétacé, celles de François Fontannes et de Charles Depéret sur le Tertiaire ont eu une portée internationale et des stratotypes d'étages (ou des coupes-types), ont été définis en Provence. La période moderne apporta son lot important de travaux novateurs et de découvertes, grâce à l'utilisation des méthodes modernes de la sédimentologie, de la biostratigraphie et de la stratigraphie séquentielle.

Les grandes plates-formes carbonatées du Jurassique et du Crétacé ont fait l'objet de recherches particulièrement poussées dont les résultats ont eu des applications à une plus vaste échelle. L'étude des paléoaltérations crétacées (bauxites, ocres) a connu un renouveau spectaculaire et des travaux approfondis, riches en résultats, ont été accomplis sur la transgression miocène, la crise messinienne, le Quaternaire marin et le précontinent provençal.

Comme dans d'autres régions, l'établissement de la carte géologique a été le ferment de nombreuses découvertes. Ce furent, en premier lieu, les cartes des précurseurs (Élie de Beaumont et Philippe Matheron), qui jetèrent les bases des grandes subdivisions géologiques, puis la réalisation des premières éditions des coupures à 1/80 000 où s'illustrèrent de grands noms de la géologie (Marcel Bertrand, Philippe Zürcher, Louis Collot et bien d'autres), enfin le levé des feuilles à 1/50 000, riches d'informations stratigraphiques et structurales, commencé lors des deux premières décennies du XX^{e} siècle, ralenti pendant l'entre deux guerres, pour connaître un développement intense au cours des « *trente glorieuses* » (1960-1990).

L'exploration géologique de la Provence a été le fruit des recherches de plusieurs institutions qui se sont complétées, ou parfois affrontées sur de grandes questions. De l'École des mines de Paris et de la Sorbonne est issue une lignée prestigieuse de géologues structuralistes qui ont considérablement contribué à la connaissance tectonique de la Basse-Provence. Les géologues de l'Institut catholique de Paris, devenu Institut de géologie Albert de Lapparent, ont effectué de remarquables travaux sur la Basse-Provence orientale, la Haute-Provence et la Basse-Provence cristalline. Les structuralistes, les pétrographes, les géochimistes des universités de Montpellier, de Nancy, de Nice, de Marseille sont à l'origine de progrès décisifs sur la géologie du socle provençal.

Précédée par des travaux de qualité, mais souvent isolés, une école marseillaise ne s'est véritablement constituée que tardivement, dans les années 1960, autour d'une cartographie géologique précise du territoire provençal et de synthèses stratigraphiques et paléogéographiques, sous-tendues par les méthodes de la sédimentologie et de la paléoécologie, ou de celles de la pétrographie et de la microtectonique.

Enfin, on ne saurait oublier le rôle qu'ont joué les ingénieurs (notamment ceux du BRGM et des compagnies pétrolières) dans l'exploitation des données fournies par les travaux miniers et les forages, et celui des amateurs éclairés dans le domaine de la stratigraphie. Hommage doit aussi être rendu aux étudiants des universités françaises qui, par leur travail de recherche, ou tout simplement lors de stages de terrain, participèrent à la moisson des faits.

L'historique que nous avons brossé a mis en lumière des problèmes encore non complètement résolus de la géologie provençale et qui concernent aussi bien des questions de géologie structurale que de stratigraphie. Nous espérons que cet ouvrage contribuera à susciter de nouvelles réflexions sur ces questions controversées et à entrouvrir des voies de recherche où pourront s'exprimer des travaux pluridisciplinaires.

Nous aurons aussi atteint notre but si ce travail de mémoire permet de sortir de l'ombre les géologues qui nous ont précédé sur le chemin de la connaissance de la Provence. Certains d'entre eux ont dominé leur époque grâce à leur talent, leur clairvoyance, et leur implication persévérante et passionnée dans la recherche. Ceux-là ont tracé les grandes voies dans lesquelles d'autres se sont engagés, plus modestement, mais en contribuant aussi à bâtir l'œuvre commune. Quelques-uns, au contraire, ont suivi des pistes de recherche qui se sont révélées au bout du compte discutables : il en a découlé des débats et, quelquefois, de longues controverses.

Tous ont été animés du désir de comprendre la géologie de la Provence, si complexe, si déroutante, et d'en dévoiler les mystères cachés, parfois au prix d'immenses efforts.

Remerciements

Jean Gaudant (Paris) est à l'origine de ce projet et il en a facilité la réalisation par son aide et ses encouragements. Le professeur Michel Durand-Delga (Paris), membre correspondant de l'Académie des sciences, a effectué la relecture de plusieurs versions du manuscrit et nous a prodigué de nombreux conseils. Nos recherches biographiques ont bénéficié de la collaboration de Jean Gaudant et Christian Montenat (Paris). Michel Durand-Delga nous a communiqué la correspondance entre Charles Jacob et Georges Corroy, déposée dans les archives de l'Académie des sciences. L'Académie des sciences, lettres et arts de Marseille nous a donné accès aux ouvrages de Pons-Joseph Bernard en dépôt dans la bibliothèque de cette institution. Cédric Guyonnet-Benaize et Axel Arnoux (Marseille) ont contribué à la réalisation et à la mise au net des figures.

Références

Aguilar J.-P. et **Clauzon** G. (1979). Un gisement à mammifères dans la formation lacustre d'âge miocène moyen du Collet Redon près de Saint-Cannat (Bouches-du-Rhône). Implications stratigraphiques. *Palaeovertebrata*, **8**, p. 327-341.

Aguilar J-P. et **Clauzon** G. (1982). Évolution géodynamique de la Provence septentrionale au cours du Miocène supérieur et terminal d'après les faunes de Rongeurs. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **294**, (II), p. 915-919.

Aguilar J.-P., **Clauzon** G., **Goer de Herve** A., **Maluski** H., **Michaux** J. and **Welcomme** J.-L. (1996). The MN 3 fossil mammal-bearing locality of Beaulieu (France) : biochronology, radiometric dating, and lower age limit of the Early Neogene renewal of the mammalian fauna in Europe. *Newsletters on Stratigraphy*, **34**, (3), p. 177-191.

Aguilar J.-P., **Dubar** M. et **Michaux** J. (1982). Nouveaux gisements à Rongeurs dans la formation de Valensole : La Tour près de Brunet, d'âge Miocène supérieur (Messinien) et le Pigeonnier de l'Ange près de Villeneuve, d'âge Pliocène moyen. Implications stratigraphiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **295**, (II), p. 745-750.

Aguilar J.-P., **Michaux** J., **Nury** D., **Sudre** J., **Touraine** F., et **Vianey-Liaud** M. (1978). Découverte d'un gisement très riche en mammifères et mollusques, principalement à Venelles (Bouches-du-rhône), premier niveau important dans la série du « Gypse d'Aix ». *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **287**, (D), p. 439-442.

Andreani L., **Loget** N., **Rangin** C. and **Le Pichon** X. (2010). New structural constraints on the southern Provence thrust belt (France) : evidences for an Eocene shortening event linked to the Corsica-Sardinia subduction. *Bulletin de la Société géologique de France*, **181**, (6), p. 547-563.

Angelier J. (1971). *La partie septentrionale de la bande triasique de Barjols (Var)*. Thèse de 3e cycle, Paris. Première partie, 194 p.

Angelier J. (1974). L'évolution continentale de la Provence septentrionale au Crétacé terminal et à l'Éocène inférieur : la gouttière de Rians-Salernes. *Bulletin du BRGM*, (2), I, **n° 2**, p. 65-83.

Angelier J. et **Aubouin** J. (1973). Stratigraphie et structure du Paléogène nord-varois dans les entours septentrionaux de la bande de Barjols. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7) **15**, (1), p. 22-26.

Angelier J. et **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**, p. 187-217.

Angelier J. (et 6 co-auteurs, Groupe Estocade) (1977). Étude par submersible des canyons des Stoechades et de Saint-Tropez. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **284**, (D), p. 447-454.

Anglada R. et **Colomb** E. (1967). Précisions sur le flanc sud du Grand Luberon. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **IX**, (4), p. 596-599.

Anglada R. et **Truc** G. (1969). Présence de foraminifères dans l'Oligocène inférieur du synclinal d'Apt (Vaucluse, Sud-Est de la France) ; conséquences paléoécologiques et paléogéographiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **269**, (D), p. 312-315.

Apostolescu V. (1968). Reconstitution des conditions de sédimentation et des milieux de dépôt par des données sédimentologiques et paléobionomiques conjuguées : exemple de l'Éocène - Oligocène de Forcalquier - Manosque (Basses-Alpes). *Revue de l'Institut français du Pétrole*, **XXIII**, (6), p. 774-792.

Apostolescu V. et **Dellenbach** J. (1999). Contribution des ostracodes à la biostratigraphie et à la paléobiogéographie de l'Oligocène de Haute-Provence (S.E. France). *Géologie Méditerranéenne*, **XXVI**, (3-4), p. 153-183.

Argyriadis I. (2000). La tectonique de la Basse-Provence : proposition d'une interprétation nouvelle. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **331**, (IIa), (16), p. 797-802.

Arlhac P., **Géraud** Y., **Raynaud** S. et **Terrier** M. (1987). Néotectonique dans les terrains quaternaires de la Basse Durance (France) : premiers résultats. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **304**, (II), (16), p. 1019- 1024.

Arnaud M., Barbaroux L., Catzigras F., Colomb E. et **Monleau C.** (1988). Le Burdigalien et le Langhien de Provence occidentale (Bouches-du-Rhône) : nouvelles données stratigraphiques et sédimentologiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **307**, (II), p. 779-784.

Arnaud M. et **Monleau** C. (1979). *Étude de l'évolution d'une plate-forme carbonatée : exemple de la Provence au Jurassique (Hettangien-Oxfordien)*. Thèse, Marseille. Fasc. I, 344 p., 27 pl. ; fasc. II, 381 p., 18 pl.

Arthaud F. et **Matte** P. (1966). Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne : étude microtectonique des séries métamorphiques du massif des Maures (Var). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **262**, (D), p. 436-439.

Arthaud F. et **Séguret** M. (1981). Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France). *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **XXIII**, p. 51-63.

Assas N. (1991). *Mécanismes de mise en place d'une nappe de charriage épiglyptique. L'exemple des massifs de l'Etoile et de la Nerthe méridionale (Nord de Marseille)*. Thèse de l'Université de Provence, 277 p.

Aubouin J. et **Chorowicz** J. (1967). Le chevauchement sud-provençal : de l'Etoile à la Sainte-Baume. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **IX**, (4), p. 600-609.

Aubouin J., **Chorowicz** J. et **Thiele** R. (1976). La terminaison orientale du chevauchement sud-provençal : de la Sainte-Baume à la Loube et au Candelon. *Bulletin de la Société géologique de France,* (7), **XVIII**, p. 179-190.

Aubouin J. et **Mennessier** G. (1962). Essai sur la structure de la Provence. *In* Durand-Delga M. (Coord.) : Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, *Mémoire hors-série de la Société géologique de France*, **II**, p. 45-98, pl. I.

Babinot J.-F. (1980). *Les ostracodes du Crétacé supérieur de Provence*. Thèse, Marseille, 634 p., 1 atlas.

Babinot J.-F. et **Durand** J.-P. (1980). Valdonnien, Fuvélien, Bégudien, Rognacien, Vitrollien. In Cavelier C. et Roger J. (Coord.) : Les étages français et leurs stratotypes. *Mémoires BRGM*, n° **109**, p. 171-192.

Babinot J.-F., **Gervais** J., **Masse** J.-P., et **Tronchetti** G. (1971). Contribution à l'étude micropaléontologique et sédimentologique de la formation des « marnes vertes infracrétacées » de la Basse-Provence occidentale (Sud-Est de la France). *Annales de l'Université de Provence*, **XLVI**, p. 189-208.

Barbaroux C. J. M. (1788). Description des volcans éteints d'Ollioules en Provence. *Observations sur la Physique, sur l'Histoire Naturelle et sur les Arts*, **XXXIII**, p. 191-198.

Barbaroux L. (1964). *Levé stratigraphique des collines de Nans les Pins (Var)*. Diplôme d'Études supérieures. Marseille. (Résumé dans le *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **IX**, 1967, p. 93-100).

Bard J.-P. et **Caruba** C. (1981). Les séries leptyno-amphiboliques à éclogites relictuelles et serpentinites des Maures, marqueurs d'une paléosuture varisque affectant une croûte amincie ? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, (II), **292**, 611-614.

Bardossy G. (1997). Berthier, les Baux et l'histoire de la bauxite. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **324**, (IIa), p. 1031-1040.

Basso A.-M. (1985)- *Le Carbonifère de Basse-Provence*. Thèse de Doctorat de 3e cycle. Université d'Aix-Marseille I. 319 p.

Bathiard M. et **Lambert** C. (1968). Rapports entre la tectonique de socle et la tectonique de couverture sur la bordure ouest des Maures. *Bulletin de la Société géologique de France,* (7), **X**, p. 428-435.

Baubron J.-C. (1974). Sur l'âge triasique du « volcan de Rougiers » (Var). Méthode Potassium-Argon. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **279**, (D) p. 1159-1162.

Baubron J.-C., **Donville** B., **Magné** J. et **Wallez** M.-J. (1975). Datation absolue du volcanisme de Beaulieu (Bouches-du-Rhône, France) : conséquences stratigraphiques. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **XVII**, (5), p. 773-776.

Baudemont D. (1985). *Relations socle-couverture en Provence orientale. Evolution tectonosédimentaire permienne du bassin du Luc (Var)*. Thèse de l'Université Louis Pasteur. Strasbourg, 204 p.

Baudrimont F. et **Dubois** P. (1977). Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. *Bulletin du Centre de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **1**, (1), p. 261-308.

Beaudoin B., **Friès** G., **Joseph** P. et **Bouchet** R. (1986). Tectonique synsédimentaire crétacée à l'Ouest de la Durance (S.E. de la France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **303**, (II), n° 8, p. 713-718.

Bellaiche G. (1972a). Les dépôts quaternaires immergés du golfe de Fréjus (Var), France. *In* Stanley D. J. (Ed.) : *The Mediterranean Sea: a Natural Sedimentation Laboratory*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudburg, p. 171-176.

Bellaiche G. (1972b). Prélèvement par 2000 m de profondeur d'un réflecteur acoustique d'âge Pliocène inférieur à faciès peu profond (canyon des Stoechades, Méditerranée nord-occidentale). Nouvelles données sur le creusement des canyons sous-marins et l'amplitude des mouvements verticaux ponto-plio-quaternaires. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **275**, (D), p. 321-324.

Bellaiche G., **Irr** F. et **Labarbarie** M. (1976). Découverte de sédiments marins fini-oligocènes-aquitaniens au large du massif des Maures (canyon des Stoechades). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **283**, (D), p. 319-322.

Bellaiche G., **Mascle** J. et **Recq** M. (1971). Interprétation géologique des profils sismiques réalisés au Sud du massif des Maures. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **272**, (D), p. 1960-1963.

Bellaiche G., (et 6 co-auteurs), (1991). Bathymétrie au Seabeam de la marge continentale méditerranéenne au large de la France métropolitaine, premiers résultats de la campagne Mesea 1. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **313**, (II), p. 547-556.

Bellot J.-P., **Bronner** G.**, Marchand** J., **Laverne** C. et **Triboulet** C. (2002). Chevauchement et détachement dans les Maures occidentales (Var, France) : géométrie, cinématique et évolution thermobarométrique de la zone de cisaillement polyphasée de Cavalaire. *Géologie de la France*, **2002**, 1, p. 21-37.

Bercovici C. (1983). *Contribution à la géologie de la région nord-toulonnaise. Structure de la région du Broussan-Dardennes. Cartographie détaillée et interprétation*. Thèse de 3e cycle, Université de Provence, 86 p.

Bernard P.-J. (1778a). *Mémoire sur les engrais que la Provence peut fournir, et sur la manière de les employer, suivant les diverses espèces de terreins.* Recueil des Pièces présentées à l'Académie des Belles-Lettres, Sciences et Arts de Marseille, pour les prix de l'année 1778, 179 p., 1 tabl., 1 carte.

Bernard P.-J. (1778b). Lettre de M. Bernard, adjoint à l'Observatoire royal de la Marine à Marseille, adressée à M. Faujas de Saint-Fond. In Faujas de Saint-Fond B. : *Recherches sur les volcans éteints du Vivarais et du Velay*. J. Cuchet, Grenoble, p. 436-440.

Bernard P.-J. (1780). *Mémoire sur les Avantages et les Inconvénients de l'emploi du Charbon de Pierre ou du Bois dans les Fabriques.* Recueil de l'Académie des Belles-Lettres, Sciences et Arts de Marseille des années 1779 et 1780, p. 42-166.

Bernard P.-J. (1780). Sur les volcans de Tourves, en Provence. *Observations sur la Physique, sur l'Histoire naturelle et sur les Arts*, **XV**, p. 36-38.

Bernard P.-J. (1783). Observations sur la Durance. *Observations sur la Physique, sur l'Histoire naturelle et sur les Arts*, **XXII**, p. 252-264 et 350-367.

Bertrand M. (1884). Coupes de la chaîne de la Sainte-Baume. *Bulletin de la Société géologique de France*, (3), **XIII**, p. 115-130.

Bertrand M. (1887). Ilot triasique du Beausset (Var). Analogie avec le bassin houiller franco-belge et avec les Alpes de Glaris. *Bulletin de la Société géologique de France*, (3), **XV**, p. 667-702.

Bertrand M. (1888a). Nouvelles études sur la chaîne de la Sainte-Baume. Allure sinueuse des plis de la Provence. *Bulletin de la Société géologique de France*, (3), **XVI**, p. 748-778.

Bertrand M. (1888b). Plis couchés de la région de Draguignan. *Bulletin de la Société géologique de France*, (3), **XVII**, p. 234-246.

Bertrand M. (1891). Le massif d'Allauch. *Bulletin des Services de la Carte géologique de la France*, **III**, n° 24, p. 283-333.

Bertrand M. (1893). Observations sur les bandes triasiques de la Provence. *Bulletin de la Société géologique de France*, (3), **XXI**, p. LII-LIII.

Bertrand M. (1897). La Basse Provence. Reliefs et lignes directrices. Les massifs montagneux et les vallées. *Annales de Géographie*, **VI**, p. 212-229.

Bertrand M. (1898). La nappe de recouvrement des environs de Marseille. *Bulletin de la Société géologique de France*, (3), **XXVI**, p. 632-652.

Bertrand M. (1899). La grande nappe de recouvrement de la Basse-Provence. *Bulletin du Service de la Carte géologique de la France,* **X**, 68, p. 397-467.

Bertrand M. et **Zürcher** P. (1891). Sur un témoin d'un nouveau pli couché près de Toulon, phyllades superposés au Trias. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **CXII**, p. 1083-1086.

Bertrand-Geslin C. (1823). Aperçu géognostique sur le Bassin gypseux d'Aix. *Mémoires de la Société d'Histoire naturelle de Paris*, **I,** p. 273-300, pl. XVI-XVIII.

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, École des Mines de Paris, 438 p.

Besson D., (et 19 co-auteurs) (2005). Un réseau fluviatile d'âge Burdigalien terminal dans le Sud-Est de la France : remplissage, extension, âge, implications. *C. R. Géosciences,* **337**, p. 1045-1054.

Biberon B. (1988). *Mécanismes et évolution de chevauchements à vergences opposées. Exemples des structures de la Sainte-Victoire (Provence)*. Thèse, Université Joseph Fourier, Grenoble, 189 p.

Blanc J.-J. (1956). *Recherches de sédimentologie littorale et sous-marine en Provence occidentale*. Thèse, Paris ; Masson & Cie, Paris, 140 p.

Blanc J.-J. (1960). Les faciès de l'Aptien dans la région de Marseille. *Bulletin du Muséum d'Histoire naturelle de Marseille*, **XX**, p. 61-83.

Blanc J.-J. (1963). Paléocéanographie du Turonien dans le massif du Soubeyran (Cassis-La-Ciotat, B. d. R.). *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université d'Aix-Marseille*, **VII**, p. 59-82.

Blanc J.-J. (1997). Géodynamique et histoire du karst. Application au Sud-Est de la France. *Quaternaire*, **8**, (2-3), p. 91-105.

Blanc J.-J. et **Bonifay** G. (1953). Les terrains quaternaires littoraux des côtes de Provence occidentale. *Bulletin de la Société géologique de France,* (6), **III**, p. 847-863.

Blanc J.-J., **Froget** C. et **Guieu** G. (1967). Géologie littorale et sous-marine dans la région de Marseille. Relations avec les structures de la Basse-Provence. *Bulletin de la Société géologique de France,* (7), **IX**, p. 561-571.

Blanc J.-J. et **Gouvernet** C. (1966). L'Isthme durancien en Basse-Provence. *Bulletin de la Société géologique de France*, **IX**, n° 4, p. 631-639.

Blanc J.-J. et **Périnet** G. (1963). Composition minéralogique des sables ocreux d'Apt. *Compte Rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, **1963**, (8), p. 263.

Blanc J.-J. et **Tempier** C. (1963). Études sur la sédimentation calcaire récifale. I. L'exemple des calcaires blancs portlandiens de la région du Verdon. *Recueil des Travaux de la Station Marine d'Endoume, Marseille,* **28**, (43), p. 121-159.

Blanc J.-J. et **Blanc-Vernet** L. (1966). Sur la présence de dépôts marins plio-quaternaires sur le précontinent au Sud de Marseille. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **262**, (D), p. 1325-1326.

Blavoux B., **Gilli** E. et **Rousset** C. (2004). Alimentation et origine de la salinité de la source sous-marine de Port-Miou (Marseille-Cassis). Principale émergence d'un réseau karstique hérité du Messinien. *C. R. Géoscience*, **336**, p. 523-533.

Bonifay E. (1962). *Recherches sur les terrains quaternaires dans le Sud-Est de la France*. Thèse, Faculté des Sciences de Paris, 194 p.

Bonifay E. (1967a). Glaciaire et fluvio-glaciaire duranciens dans la région de Sisteron. *Bulletin de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire*, **3**, p. 179-191.

Bonifay E. (1967b). La tectonique récente du bassin de Marseille dans le cadre de l'évolution post-miocène du littoral méditerranéen français. *Bulletin de la Société géologique de France,* (7), **IX**, p. 549-560.

Bonifay E. et **Courtin** J. (1980). Présence de littoraux immergés du Sicilien et du Tyrrhénien dans la région de Marseille (Bouches-du-Rhône). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **291**, (D), p. 143-145.

Bonifay E., **Courtin** J. et **Thommeret** Y. (1971). Datation des derniers stades de la transgression versilienne dans la région de Marseille. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **273**, (D), p. 2042-2044.

Bonifay E. et **Tiercelin** J.-J. (1978). Stratigraphie des limons loessiques pléistocènes dans la moyenne vallée de la Durance (Alpes-de-Haute-Provence). *Compte Rendu sommaire de la Société géologique de France*, **1978**, n° 6, p. 293-295.

Bonte A. (1965). Sur la formation en deux temps des bauxites sur mur calcaire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **260**, p. 5076-5078.

Bordet P. (1951). Étude géologique et pétrographique de l'Estérel. *Mémoire pour servir à l'Explication de la Carte géologique détaillée de la France*. 207 p., 2 pl.

Bordet P. (1956). Géologie de la partie centrale du massif des Maures. *Bulletin du Service de la Carte géologique de la France,* **54**, fasc. B, n° 250, p. 90-101.

Boucarut M. (1963). Étude *tectonique du Tanneron occidental (Var)*. D.E.S. Marseille, 84 p.

Boucarut M. (1971). É*tude volcanologique et géologique de l'Estérel*. Thèse de doctorat d'État, Université de Nice, Tomes 1 & 2, 487 p., 9 pl. h.t.

Bouloton J., **Gonçalves** P. et **Pin** C. (1998). Le pointement de péridotite à grenat-spinelle de la Croix Valmer (Maures centrales) : un cumulat d'affinité océanique impliqué dans la subduction éohercynienne? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* (*Sciences de la Terre et des planètes*), **326**, p. 473-477.

Bourcart J., **Gennesseaux** M. et **Klimek** E. (1961). Sur le remplissage des canyons sous-marins de la Méditerranée française. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **252**, p. 3693-3698.

Bourcart J. et **Lalou** C. (1950). Sur la géologie des gorges sous-marines de Toulon. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **230**, p. 1302-1304.

Bourdier F. (1958). *Le bassin du Rhône au Quaternaire*. Thèse de Doctorat, Paris, éd. CNRS, 2 vol., 364+264 p., 296 fig.

Brasseur R. (1962). *Étude géologique du massif de Suzette*. Thèse de Doctorat, Université de Lyon, 195 p., 21 pl. h.t.

Bresson A. (1898). Observations sur la structure du massif de Saint-Julien, près Marseille. *Bulletin de la Société g*éologique de France, (3), **XXVI**, p. 340-346.

Brocard C. (1991). *La plate-forme provençale au Trias moyen : un modèle de rampe carbonatée en milieu restreint*. Thèse de l'Université de Provence, Marseille, 227 p., 13pl.

Brocard C. et **Philip** J. (1989). Précisions stratigraphiques sur le Trias de la Provence orientale : conséquences structurales et paléogéographiques. *Géologie de la France*, **1989**, (3), p. 27-32.

Bronner G., **Lécorché** J.-P., et **Orsini** J. (1971). Un pli conique kilométrique : l'île de Porquerolles, fragment méridional du massif hercynien des Maures (Var, France). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **272**, p. 20-23.

Brun P. de et **Chatelet** C. (1923). Sur la découverte du Bartonien sur le revers nord des Alpilles. *Bulletin de la Société géologique de France*, (4), **XXIII**, p. 109-112.

Bulot L.G., **Masse** J.-P., **Moutier** L. et **Virgone** A. (1997). Organisation stratigraphique et dynamique sédimentaire du Valanginien au passage plate-forme/bassin en Basse-Provence (S-E France). *Bulletin de la Société géologique de France,* **168**, (2), p. 171-180.

Busnardo R., et **Foury** G. (1966). Le Barrémien et ses limites dans le centre de la montagne de Lure (Basses-Alpes). *Bulletin de la Société géologique de France,* (7), **VIII**, p. 415-422.

Busser T. et **Pachoud** A. (1966). Contribution à l'étude géologique des chaînons compris entre l'Arc et la vallée de Lambesc à l'Ouest d'Aix-en-Provence (Bouches-du-Rhône). *Bulletin de la Société g*éologique de *France,* (7), **VIII**, p. 786-792.

Caillère S. et **Sarc-Lahodny** O. (1966). À propos de l'étude minéralogique du contact mur-bauxite dans la mine de Maron (Var). Nouvelles remarques sur la genèse des bauxites. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **262**, (D), p. 1661-1664.

Caron J-.P. H. (1967). *Étude pétrographique, stratigraphique et paléocéanographique du Muschelkalk supérieur calcaire de la région toulonnaise*. Thèse de 3e cycle de la Faculté des Sciences de Marseille, 217p. [Résumé *in* : *Bulletin de la Société géologique de France*, **IX**, (4), p. 670-677].

Caron J.-P. (1970). Épisodes volcaniques et volcano-détritiques dans le Trias moyen de la partie méridionale de l'arc de Barjols (Var). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **270**, (D), p. 1223-1226.

Caron J.-P., **Guieu** G. et **Tempier** C. (1966a). Quelques aspects de la tectonique tangentielle en Basse-Provence occidentale. *Compte Rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, **1966**, (2), p. 41-45.

Caron J.-P., **Guieu** G. et **Tempier** C. (1966b). Sur la mise en place de l'unité du Pin de Simon (Sainte-Baume). *Compte Rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, **1966** (8), p. 278-280.

Carrère V. et **Chorowicz** J. (1982). Étude structurale du linéament ligure, observé sur les images spatiales. *Bulletin de la Société g*éologique de *France,* (7), **XXIV**, (1), p. 33-47.

Caruba C. et **Turco** G. (1978). Étude chimique des amphiboles de la série amphibolique du massif des Maures (Var, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **286**, (D), p. 169-172.

Casagrande L., **Andrieux** J. et **Morel** J.-L. (1989). Le massif de Suzette (Vaucluse) : l'inversion tectonique d'un graben oligocène. *Géologie de la France*, **1989** (3), p. 3-12.

Castel M. (1969). Sur les charophytes de l'Éocène inférieur de Provence. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **268**, (D), p. 1589-1592.

Catzigras F. (1943). L'Aquitanien de Carry le Rouet. *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, (2), **XVII**, 130 p.

Catzigras F. et **Glintzboeckel** C. (Coord.) (1972). Contribution à l'étude de l'Aquitanien de Carry-le-Rouet (Bouches-du-Rhône, France). *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, (2), **1**, n° 4, 135 p.

Champion C., **Choukroune** P. et **Clauzon** G. (2000). La déformation post-miocène en Provence occidentale. *Geodinamica Acta*, **15**, p. 67-85.

Chardon D. and **Bellier** O. (2003). Geological boundary conditions of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake : structure and evolution of the Trévaresse ridge anticline. *Bulletin de la Société géologique de France,* **174**, (5), p. 497-510.

Châteauneuf J.-J., **Bauer** H. et **Cojan** I. (2006). Présence d'une mangrove à *Avicennia* au Miocène moyen dans la région de Digne (Alpes-de-Haute-Provence, France) : implications stratigraphiques et climatiques. *C. R. Géoscience*, **338**, p. 197-205.

Châteauneuf J.-J. et **Nury** D. (1995). La flore de l'Oligocène de Provence méridionale : implications stratigraphiques, environnementales et climatiques. *Géologie de la France*, **1995**, (2), p. 43-55.

Chatelet H. (1972). Étude stratigraphique et paléoécologique du Rognacien en Provence. *Travaux du laboratoire de Géologie historique et de Paléontologie*. Université de Provence. Marseille, 95 p., 5 pl.

Cheval F., **Dautria** J.-M. et **Girod** M. (1989). Les enclaves de lherzolite à grenat et spinelle du volcan burdigalien de Beaulieu (Bouches-du-Rhône) : des témoins d'une remontée du manteau supérieur associée à l'ouverture du bassin océanique provençal. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **309**, (II), p. 1309-1315.

Chorowicz J. et **Mekarnia** A. (1992). Mise en évidence d'une extension albo-aptienne orientée NW-SE en Provence (Sud-Est de la France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **315**, (II), p. 861-866.

Chorowicz J., **Mekarnia** A., et **Rudant** J.-P. (1989). Inversion tectonique dans le massif de la Sainte-Victoire (Provence, France). Apports de l'imagerie Spot. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **308**, (II), p. 1179-1185.

Chorowicz J. et **Paul** S. (1974). Mise en évidence de linéaments en Provence occidentale sur des images obtenues par le satellite ERTS-1 ; leur signification structurale. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **XVI**, (5), p. 491-497.

Chorowicz J. et **Ruiz** R. (1984). La Sainte-Victoire (Provence) : observations et interprétations nouvelles. *Géologie de la France*, **1984**, (4), p. 41-55.

Clauzon G. (1975a). Preuves et implications de la régression endoréique messinienne au niveau des plaines abyssales : l'exemple du Midi méditerranéen français. *Bulletin de l'Association des Géographes français*, **429**, p. 317-333.

Clauzon G. (1975b). Sur l'âge villafranchien du chevauchement subalpin au droit de Puimoisson (Alpes-de-Haute-Provence). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **280**, (D), p. 2433-2436.

Clauzon G. (1975c). Sur la présence de klippes sédimentaires dans le Miocène du Sud du Luberon : implications structurales et paléogéographiques. *Études vauclusiennes*, **XIV**, 9 p.

Clauzon G. (1979). Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **29**, p. 15-40.

Clauzon G. (1981). Révision du stratotype du Pontien méditerranéen (Depéret, 1893) et relations de cet étage continental avec l'évolution géodynamique de la marge méditerranéenne française au Miocène supérieur. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **293**, (II), 309-314.

Clauzon G. (1988). Évolution géodynamique pliocène du bassin Cucuron/Basse-Durance (Provence, France) : une mégaséquence régressive de comblement d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. *Géologie Alpine*, Mém. h. s., n° 14, p. 215-226.

Clauzon G., **Aguilar** J.-P. et **Michaux** J. (1987). Mise en évidence d'un diachronisme de 5 Ma au mur de la molasse miocène de Valensole (Alpes de Haute Provence, France). Révisions chronostratigraphiques et implications géodynamiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **305**, (II), p. 133-137.

Clauzon G., **Fleury** T. J., **Bellier** O., **Molliex** S., **Mocochain** L. and **Aguilar** J.-P. (2011). Morphostructural evolution of the Luberon since the Miocene (SE France). *Bulletin de la Société géologique de France*, **182**, (2), p. 95-110.

Clauzon G. et **Gouvernet** C. (1974). Sur la présence d'une brèche syn-orogénique d'âge paléogène dans le chaînon du Petit Luberon (Vaucluse). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **277**, (D), p. 2637-2640.

Clauzon G., **Rubino** J.-L. and **Savoye** B. (1995). Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast : a typical infill feature of preexisting subaerial Messinian canyons. *IAS - 16th Regional Meeting of Sedimentology - 5e Congrès français de Sédimentologie* - Publication ASF, Paris, **23**, p. 143-222.

Clottes J., **Beltran** A., **Courtin** J. et **Cosquer** H. (1992). La grotte Cosquer (Cap Morgiou, Marseille). *Bulletin de la Société préhistorique française*, **89**, (4), p. 98-128.

Cojan I. (1989). Discontinuités majeures en milieu continental. Proposition de corrélation avec des événements globaux (Bassin de Provence, S. France, Passage Crétacé/Tertiaire). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **309**, (II), p. 1013-1018.

Cojan I., **Moreau** M. G. and **Stott** L. E. (2000). Stable carbon isotope stratigraphy of the Paleogene pedogenic series of southern France as a basis for continental-marine correlations. *Geology*, **28**, (3), p. 259-262.

Collina-Girard J. (1992). Présentation d'une carte bathymétrique au 25.000e du précontinent marseillais. *Géologie Méditerranéenne*, **XIX**, (2), p. 77-88.

Collina-Girard J. (1995). Analyse multiscalaire et multisource des directions structurales du Massif des Calanques et de leur expression morphologique : application au Cap Morgiou et à la grotte Cosquer (Marseille, France). *Géomorphologie*, **2**, p. 67-84.

Collina-Girard J. (1997). Profils littoraux en plongée et niveaux d'érosion eustatiques près de la grotte Cosquer (Marseille). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **324**, (IIa), p. 607-615.

Collina-Girard J., **Degiovanni** C. et **Lafont** R. (1996). Datation d'un paléorivage submergé (-100 m) à l'Ouest de la grotte Cosquer (Marseille, Méditerranée française). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **322**, (IIa), p. 341-344.

Collot L. (1880). *Description géologique des environs d'Aix-en-Provence*, Grollier, Montpellier, 234 p.

Collot L. (1887). Age des bauxites du Sud-Est de la France. *Bulletin de la Société géologique de France*, (3), **XV**, p. 331-345.

Collot L. (1889). Description du terrain crétacé dans une partie de la Basse-Provence. *Bulletin de la Société géologique de France*, (3), **XVIII**, p ; 49-102.

Collot L. (1890). Sur les tufs volcaniques de Beaulieu (Bouches du Rhône). *Bulletin de la Société géologique de France* (3), **XVIII**, p. 905-911.

Collot L. (1891a). Description du terrain crétacé dans une partie de la Basse-Provence. 2e partie : couches d'eau douce et généralités. *Bulletin de la Société géologique de France*, (3), **XIX**, p. 39-92, pl. VI.

Collot L. (1891b). Plis couchés de la feuille d'Aix. *Bulletin de la Société géologique de France,* (3), **XIX**, p. 1134-1152.

Collot L. (1904). Pliocène et Quaternaire de la région du Bas Rhône. *Bulletin de la Société géologique de France,* (4), **IV**, p. 401-415.

Collot L. (1912). Le Miocène des Bouches-du-Rhône. *Bulletin de la Société géologique de France*, (4), **XII**, p. 48-104.

Colomb E., **Anglada** R., **Catzigras** F., **Chateauneuf** J.-J. et **Nury** D. (1979). L'Aquitanien du Cap Janet : jalon oriental de la transgression néogène. *Géologie Méditerranéenne*, **VI**, (3), p. 403-408.

Colomb E., **Gervais** J., et **Nury** D. (1968). Sur l'âge des manifestations volcaniques de Beaulieu (Bouches-du-Rhône). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **266**, (D), p. 1559-1560.

Colomb E. et **Roux** R. M. (1978). La Crau. Données nouvelles et interprétations. *Géologie Méditerranéenne*, **V**, (3), p. 303-324.

Colson J. and **Cojan I.** (1996). Groundwater dolocretes in a lake-marginal environment : an alternative model for dolocrete formation in continental settings (Danian of the Provence Basin, France). *Sedimentology*, **43**, (1), p. 175-188.

Combaluzier C. (1932). Le Miocène de la Basse-Provence. *Bulletin des Services de la Carte géologique de la France*, **XXXV**, n° 182, p. 441-623.

Combes P. (1984). *La tectonique récente de la Provence occidentale*. Thèse de 3e cycle, Université de Strasbourg, 182 p.

Coquand H. (1836). Notice minéralogique de l'Estérel, et en général du département du Var. *Bulletin de la Société géologique de France,* (1), **VII**, p. 107-116.

Coquand H. (1840). Sur les terrains néocomiens de la Provence. *Bulletin de la Société géologique de France,* (1), **XI**, p. 401-406.

Coquand H. (1850). Description des terrains primaires et ignés du département du Var. *Mémoires de la Société géologique de France,* (2), **III**, 2e partie, p. 289-395.

Coquand H. (1861). Rapports qui existent entre les groupes de la craie moyenne et de la craie supérieure de la Provence et du sud-ouest de la France. *Bulletin de la Société géologique de France, (*2), **XVIII**, p. 133-162.

Coquand H. (1863a). Description géologique du massif montagneux de la Sainte-Baume (Provence). *Mémoires de la Société d'Émulation de la Provence*, **III**, p. 73-172.

Coquand H. (1863b). Du terrain jurassique de la Provence, et surtout des étages supérieurs de ce terrain. *Bulletin de la Société géologique de France,* (2), **XX**, p. 553-570.

Coquand H. (1871). Sur les bauxites de la chaîne des Alpines (Bouches-du-Rhône) et leur âge géologique. *Bulletin de la Société géologique de France,* (2), **XXVIII**, p. 98-115.

Cornet C. (1957). Étude tectonique et morphologique de la région de Méounes et de La Roquebrussanne. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique,* (2), **I**, fasc.2, p. 113-118 et fasc. 4, p. 233-242.

Cornet C. (1965a). Évolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène, *Mémoires de la Société géologique de France*, **XLIV**, fasc. 2, n° 103, p. 1-252, Pl. I-XI.

Cornet C. (1965b). L'Urgo-Aptien du Plateau des Pins, près de Nans (Var). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **260**, p. 6415-6417.

Corroy G. (1935a). Observations préliminaires sur la feuille Aubagne au 1/50.000e**.** *Compte rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, **1935**, p. 250-251.

Corroy G. (1935b). L'enracinement du chaînon jurassique de Roqueforcade-Nans, au NW de la Sainte-Baume. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **200**, p. 2098-2100.

Corroy G. (1935c). L'enracinement des massifs hercyniens des environs de Toulon. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **200**, p. 1963-1965.

Corroy G. (1939). Le massif de la Sainte-Baume. *Bulletin du Service de la Carte géologique de la France*, **XLI**, n° 201, 124 p.

Corroy G. (1957). La Montagne Sainte-Victoire. *Bulletin du Service de la Carte géologique de la France*, **LV**, n° 251, p. 1-46.

Corroy G. (1960-1963). L'évolution paléogéographique post-hercynienne de la Provence. *In* Durand-Delga M. (Coord.) : Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, *Mémoire hors-série de la Société géologique de France*, **II**, p. 19-43.

Corroy G. et **Denizot** G. (1943). La Provence occidentale. *Géologie régionale de la France. Paris*. Hermann et Cie, Paris, 182 p.

Corroy G., **Durand** J.-P. et **Tempier** C. (1964). Évolution tectonique de la Montagne Sainte-Victoire en Provence. *Bulletin de la Société géologique de France,* (7), **VI**, p. 91-106.

Corroy G. et **Fabre** S. (1937). Présence des Alvéolines dans le Turonien de Provence. *Compte rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, **1937**, (16), p. 260-261.

Corroy G. et **Gouvernet** C. (1937). Étude stratigraphique et tectonique des collines d'Auriol (Bouches-du-Rhône). *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Marseille*, **I**, p. 57-116.

Corroy G. et **Touraine** F. (1961). Données nouvelles sur la stratigraphie du Grand-Cabri et du Cengle. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **III**, p. 77-81.

Corsini M. and **Rolland** Y. (2009). Late evolution of the southern European Variscan belt : exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence. *C. R. Geoscience*, **341**, p. 214-223.

Cotillon P. (1971). Le Crétacé inférieur de l'arc de Castellane, entre l'Asse et le Var. *Mémoires du BRGM*, **68**, 313 p.

Couëffé R., **Tessie**r B., **Gigot** P. and **Beaudoin** B. (2004). Tidal Rythmites 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*, **74**, (6), p. 746-759.

Coulon C. (1967). *Le volcanisme basique de la Basse Provence occidentale*. Thèse de 3e cycle, Paris, 117 p.

Cushing E.M. (and 8 co-authors) (2008). A multidisciplinary study of a slow-dipping fault for seismic hazard assessment : the example of the Middle Durance Fault (SE France). *Geophysical Journal International*, **172**, p. 1163-1178.

Dalmasso H. (2001). *Analyse stratigraphique et modélisation numérique de systèmes carbonatés néritiques tropicaux à subtropicaux : discrimination et quantification des paramètres de contrôle*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, Marseille, 456 p.

Darluc M. (1782). *Histoire naturelle de la Provence*, t. I, 524 p., Niel Imprimeur. Avignon.

Darluc M. (1784). *Histoire naturelle de la Provence*, t. II, 315 p., Mossy Imprimeur. Marseille-Avignon.

Darluc M. (1786). *Histoire naturelle de la Provence*, t. III, 373 p., Mossy Imprimeur. Marseille-Avignon.

Dautriat J. M. et **Liotard** J.-M. (1990). Les basaltes d'affinité tholéiitique de la marge méditerranéenne française. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **311**, (II), p. 821-827.

Debrand-Passard S. (Dir.) (1984). Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mémoires du BRGM* France, n° **126**, 2 vol., 615 p., Atlas.

Delcros J. et **Rozet** C. (1827). Notice géognostique sur les terrains secondaires de la partie sud du littoral de l'étang de Berre (Bouches-du-Rhône). *Mémoires de la Société linnéenne de Normandie*, **3**, p. 77-91.

Delfaud J. et **Toutin-Morin** N. (1993). Le rocher de Roquebrune (Var). Un cône alluvial exemplaire permien supérieur de bordure de bassin intramontagneux. *Géologie de la France*, **1993**, n° 2, p. 31-41.

Demangeon P. (1965). Sur la présence et la signification probable de minéraux du Massif central dans les bauxites de l'isthme Durancien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **261**, p. 2685-2688.

Demarcq G. (1970). Étude stratigraphique du Miocène rhodanien. *Mémoires du BRGM*, **61**, 257 p., 4 pl.

Demathieu G., **Gand** G. et **Toutin-Morin** N. (1992). La palichnofaune des bassins permiens provençaux. *Geobios*, **25**, (1), p. 19-54.

Demay A. (1927). La zone mylonitique de Grimaud et la tectonique du massif des Maures. *Bulletin de la Société géologique de France,* (4), **XXVII**, p. 279-336.

Demory F. (and 9 co-authors) (2011). Magnetostratigraphy and palaeoenvironments in shallow-water carbonates : the Oligocene-Miocene sediments of the northern margin of the Liguro-Provençal basin (West Marseille, southeastern France). *Bulletin de la Société géologique de France*, **182**, (1), p. 37-55.

Denizot G. (1922). Les dernières variations du niveau marin sur les côtes de la Basse-Provence. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, *Paris*, **175**, p. 41-43.

Denizot G. (1933). Sur l'âge des vieux poudingues de la Durance et de la Crau. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **196**, p. 1906-1908.

Denizot G. (1934). Description des massifs de Marseilleveyre et de Puget. *Annales du Muséum d'Histoire naturelle de Marseille,* **XXVI**, Mém. V, 236 p. 5 pl.

Denizot G. (1935). Les phases tectoniques successives aux environs de Marseille. *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Paris*, **201**, p. 90-92.

Denizot G. (1938). Observations géologiques aux environs de Marseille. *Bulletin des Services de la Carte géologique de la France*, **XXXIX**, n°197, p.195-202.

Denizot G. (1939). La Crau, la Camargue et l'Etang de Berre. *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, **XI**, (1), p. 5-159.

Denizot G. (1947). Le poudingue d'Embrun et l'histoire de l'ancien glacier de la Durance. *Études rhodaniennes*, **22**, p. 131-150.

Denizot G. (1951). Les anciens rivages de la Méditerranée française. *Bulletin de l'Institut océanographique*, **992**, p. 1-56.

Denizot G**.** (1961). La composition et la genèse des bauxites de Provence et du Languedoc. *Bulletin du B.R.G.M.*, **1961**, (2), p. 35-46.

Depéret Ch. (1889). Notes stratigraphiques sur le Bassin tertiaire de Marseille. *Bulletin des Services de la Carte géologique de la France*, **I**, n° 5, p. 1-19.

Depéret C. (1891). Note sur l'âge du basalte de Beaulieu, près Aix. *Bulletin de la Société géologique de France*, (3), **XVIII**, p. 911-913.

Depéret C. (1894). Note sur les groupes Éocène inférieur et moyen de la vallée du Rhône. *Bulletin de la Société géologique de France*, (3), **XXII**, p. 683-712.

Desor E. (1869). Note sur les terrains de transport de la vallée de la Durance. *Bulletin de la Société géologique de France*, (2), **27**, p. 35-41.

Destombes J.-P. (1951). La nappe du cap Sicié (Var). *Bulletin de la Société géologique de France*, (6), **I**, p. 133-138.

Destombes J.-P. (1962). Description géologique du bassin de Manosque-Forcalquier (Luberon oriental). *Bulletin des Services de la Carte géologique de la France*, **LVIII**, n° 266, p. 461-561.

Dieulafait L. (1866). De la place que doivent occuper dans la série des terrains secondaires les calcaires blancs cristallins qui se développent au-dessus du Jura moyen, dans le sud et le sud-est de la Provence - découverte de l'étage du gault dans le sud-ouest du département du Var. *Bulletin de la Société géologique de France,* (2), **23**, p. 463-479.

Dieulafait L. (1869). Étude sur la formation du Trias en Provence. *Bulletin d'Études scientifiques et archéologiques de la ville de Draguignan*, **VII**, p. 221-293.

Dieulafait L. (1881). Les bauxites, leurs âges, leur origine. Diffusion complète du titane et du vanadium dans les roches de la formation primordiale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **93**, p. 804-807.

Donsimoni M., **Farjanel** G. et **L'Homer** A. (1980). Étude des microfaciès et de la microflore des assises fuvéliennes du sondage GW1 (Houillères de Provence, bassin de Fuveau). *Industrie Minérale*, « *Le gisement de charbon du bassin de l'Arc* », **62**, p. 26-36.

Donze P. (1958). *Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la* « Fosse vocontienne ». Thèse de Doctorat d'État, Lyon, 221 p.

Douvillé F. et **Barbier** R. (1963). Tectonique de l'Est du massif de la Sainte-Baume. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **V**, p. 1029-1034.

Dubar M. (1983a). Reconnaissance de la discontinuité de ravinement messinienne dans le bassin de Riez-Valensole : implications stratigraphiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **296**, (II), p. 855-857.

Dubar M. (1983b). *Stratigraphie des dépôts du Néogène supérieur et du Pléistocène du bassin de la moyenne Durance ; interprétations paléogéographiques et géodynamiques*. Thèse d'État, Marseille, 428 p.

Dubar M., **Aguilar** J.P., **Chaline** J., **Michaux** J. et **Semah** F. (1998). Données chronologiques (mammifères et magnétostratigraphie) sur les dépôts plio-pléistocènes au toit du bassin de Valensole ; implications morphodynamiques. *Géologie de la France*, **1998**, n° 1, p. 57-68.

Dubar M., **Guérin** C. et **Heintz** E. (1978). Les nouveaux gisements villafranchiens de Cornillet (Moustiers-Sainte-Marie, Alpes-de-Haute-Provence, France) et leur contexte géologique. *Geobios*, **11**, (3), p. 367-381.

Dubois P. (1966). Sur la sédimentation et la tectonique du Miocène de la Provence occidentale. *Bulletin de la Société géologique de France,* (7), **VIII**, p. 793-801.

Dubois P. et **Curnelle** R. (1978). Résultats apportés par le forage les Mées n°1 sur le plateau de Valensole (Alpes-de-Haute-Provence). *Compte Rendu sommaire des Séances de la Société géologique de France*, **1978**, (4), p. 181-184.

Ducreux J.-L., **Hugueney** M. et **Truc** G. (1985). La Formation des calcaires et lignites de Sigonce (Oligocène moyen, bassin de Forcalquier, Alpes de Haute-Provence). Datation à l'aide des mammifères, reconstitution des milieux de dépôts. *Geobios*, **18**, p. 109-114.

Ducrot J. (1967). Premières données sur la structure profonde du banc des Blauquières (région de la Ciotat, Bouches-du-Rhône). *Compte Rendu sommaire des Séances de la Société géologique de France*, **1967**, p. 80-81.

Dufaure P., **Ferrat** J., **Laumondais** A. et **Mille** M. (1969). Description sommaire d'un sondage dans la chaîne de Martigues (Bouches-du-Rhône). *Bulletin de la Société géologique de France,* (7), **XI**, p. 670-675.

Dughi R. et **Sirugue** F. (1957). Les œufs de Dinosauriens du bassin d'Aix-en-Provence. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **245**, p. 707-710.

Dughi R. et **Sirugue** F. (1959). Sur des fragments de coquilles d'œufs fossiles de l'Éocène de Basse-Provence. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **249**, p. 959-961.

Dumortier E. (1864). Lettre sur des fossiles tertiaires marins du département de Vaucluse. *Bulletin de la Société géologique de France,* (2), **XXI**, p. 282-283.

Durand J.-P. (1962). Rôle et répartition des « *Microcodium* » dans les formations fluvio-lacustres provençales du Crétacé supérieur et de l'Éocène. *Compte Rendu sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, **1962**, p. 263-265.

Durand J.-P. (1980). Les sédiments fuvéliens du synclinal de l'Arc (Provence). *Industrie Minérale*, « *Le gisement de charbon du bassin de l'Arc* », **62**, p. 13-25.

Durand J.-P., **Acquaviva** M. et **Giroud d'Argoud** G. (1974). Sur les minéraux argileux du Paléocène du synclinal de l'Arc (région d'Aix-en-Provence). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **279**, (D), p. 1849-1852.

Durand J.-P. et **Guieu** G. (1980). Cadre structural du bassin de l'Arc. *Industrie minérale*, « *Le gisement de charbon du bassin de l'Arc* », **62**, p. 3-12.

Durand J.-P. et **Tempier** C. (1962). Étude tectonique de la zone des brèches du massif de Sainte-Victoire dans la région du Tholonet. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **IV**, p. 97-101.

Durand M. (1993). Un exemple de sédimentation continentale permienne dominée par l'activité de chenaux méandriformes : la Formation de Saint-Mandrier (Bassin de Toulon, Var). *Géologie de la France*, **1993** (2), p. 43-55.

Durand-Delga M. (2010). *Marcel Bertrand (1847-1907) génie de la tectonique.* Presses des Mines, Paris, 185 p.

Edel J. B. (2000). Hypothèse d'une ample rotation horaire tardi-varisque du bloc Maures-Estérel-Corse-Sardaigne. *Géologie de la France*, **2000**, (1), p. 3-19.

Eisenlohr B. (1974a). *Étude stratigraphique et structurale du massif de la Loube (Var)*. Thèse de spécialité, Université de Provence, Marseille, 145 p., 1 carte.

Eisenlohr B. (1974 b). L'allochtonie du massif de la Loube (Var) et du Trias qui le borde. Conséquences structurales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **279**, (D), p. 731-734.

Élie de Beaumont L. (1827). Note sur la constitution géognostique des environs de Martigues (Bouches-du-Rhône). *Mémoires de la Société linnéenne de Normandie*, **3**, p. 138-145.

Élie de Beaumont L. (1830). Recherches sur quelques Révolutions de la surface du globe. *Annales des sciences naturelles*, **XIX**, 5-99 et 177-240

Élie de Beaumont L. (1841). Collines littorales du département du Var. Les Maures et l'Estérel. *In* : Dufrénoy A. & Élie de Beaumont L. : *Explication de la carte géologique de la France*, **I,** Imprimerie royale, Paris, p. 438-496.

Élie de Beaumont L. (1852). *Notice sur les systèmes de montagne*. P. Bertrand éd. ; Paris ; 3 t., 1543 p.

Ellenberger F. (1986). Les premiers travaux géologiques en Provence. *Travaux du Comité français d'Histoire de la Géologie* (2), **4**, n° 4, p. 23-31.

Ellenberger F. (1987). Un centenaire à commémorer : la découverte des charriages en Provence. *Travaux du Comité français d'Histoire de la Géologie*, (3), **I** n° 6, p. 49-56.

Ellenberger P. (1965). Découverte de pistes de Vertébrés dans le Permien, le Trias et le Lias inférieur, aux abords de Toulon (Var) et d'Anduze (Gard). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **260**, (9), p. 5856-5859.

Emre T. & **Truc** G. (1978). Mise en évidence d'un contact discordant Oligocène-Trias dans le massif de Suzette. Implications tectoniques et conséquences sur l'origine des évaporites ludiennes du bassin de Mormoiron (Vaucluse). *Géologie Alpine*, **54**, p. 17-31.

Fabre S. (1940). *Le Crétacé supérieur de la Basse-Provence occidentale : I. Cénomanien et Turonien*. Thèse, Marseille, 355 p.

Fabre J, **Guieu** G., **Philip** J. et **Tronchetti** G. (1975). Mise en évidence d'une écaille crétacée superposée au Trias de l'Huveaune, près de Roquevaire (Bouches-du-Rhône). Conséquences structurales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **281**, (D), p. 111-114.

Fedoroff N. et **Redondo** C. (1979). Contribution de la micromorphologie à l'étude des paléosols du plateau de Riez-Valensole et des vallées de la Bléone et de la Durance. *Bulletin de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire*, **3**, p. 127-137.

Feist-Castel M. (1975). Répartition des charophytes dans le Paléocène et l'Éocène du bassin d'Aix-en-Provence. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **XVII**, n° 1, p. 88-97.

Floquet M., **Gari** J., **Hennuy** J., Lé**onide** P. et **Philip** J. (2005). Sédimentations gravitaires carbonatées et silicoclastiques dans un bassin en transtension, séries d'âge cénomanien à coniacien moyen du Bassin sud-provençal. *Livret-guide d'excursion géologique, 10e Congrès français de Sédimentologie*, 14-15 octobre 2005, Publication ASF, Paris, **52**, 80 p.

Fontannes F. (1878). Les terrains néogènes du plateau de Cucuron, Cabrières, la Tour d'Aigues. É*tudes stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône*. **IV**, 101 p., 2 pl.

Fontannes F. (1884). Note sur la constitution du sous-sol de la Crau et de la plaine d'Avignon. *Bulletin de la Société géologique de France*, (3), **XII**, p. 463-473.

Fontannes F. (1885). Le groupe d'Aix dans le Dauphiné, la Provence et le Bas-Languedoc. *Études stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône*, **VIII**, 200 p.

Fontannes F. et **Depéret** C. (1889). Les terrains tertiaires marins de la côte de Provence. Première partie : les faluns de la côte de Carry. *Bulletin de la Société d'Agriculture, d'Histoire naturelle, et Arts utiles de Lyon*. 116 p. 2 pl.

Fontes J.-C., **Gaudant** J. et **Truc** G. (1980). Données paléoécologiques, teneurs en isotopes lourds et paléohydrologie du bassin gypsifère oligocène d'Aix-en-Provence. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **XXII**, (3), p. 491-500.

Ford M. and **Stahel** U. (1995). The geometry of a deformed carbonate slope-basin transition : the Ventoux-Lure fault zone, SE France. *Tectonics*, **14**, (5), p. 1393-1410.

Fournier E. (1900). Étude synthétique sur les zones plissées de la Basse-Provence. *Bulletin de la Société géologique de France*, (3), **28**, p. 927-985.

Froget C. (1966). Découvertes de formations quaternaires sous-marines au banc du Veyron (baie de Marseille*). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **263**, (D), p. 1352-1354.

Froget C. (1967). Découverte d'affleurements quaternaires anciens sur le Précontinent provençal, au large de l'île de Riou. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **264**, (D), p. 212-214.

Froget C., **Guieu** G. et **Roux** M. (1966). Étude tectonique de la région sud de la Nerthe. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **VIII**, p. 712-726.

Garcia G. and **Vianey-Liaud** M. (2001). Dinosaur eggshells as biochronological markers in Upper Cretaceous continental deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **169**, p. 153-164.

Gari J. (2008). *Développements en géologie numérique d'affleurement et modélisation stratigraphique 3D : exemple de la marge carbonatée du bassin sud-provençal au Crétacé supérieur (SE, France)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, Marseille, 242 p.

Garrouste R., **Nel** A. and **Gand** G. (2009). New fossils arthropods (Notostraca and Insecta : Syntonopterida) in the Continental Middle Permian of Provence (Bas-Argens Basin, France). *C. R. Palevol.*, **8**, p. 49-57.

Gaudant J. (2009). André Brochant de Villiers (1772-1840, concepteur de la Carte géologique de la France (1841). *In* Gaudant J. (Coord.) : *L'essor de la géologie française - Essais*. Presses des Mines, Collection Histoire et Sociétés, p. 345-376.

Gaudry A., **Fischer** P. et **Tournouër** R. (1873). *Animaux fossiles du Mont Léberon*. F. Savy éd., Paris, 180 p.

Gaviglio P. (1985). *La déformation cassante dans les calcaires fuvéliens du Bassin de l'Arc (Provence)*. Thèse, Université de Provence, Marseille, 219 p.

Gaviglio P. et **Gonzales** J.-F. (1987). Fracturation et histoire tectonique du bassin de Gardanne. *Bulletin de la Société géologique de France,* (8), **III**, (4), p. 675-682.

Gaviglio P., et **Monteau** R. (2007). Chevauchement aveugle au front de la nappe de l'Étoile (Provence) : la structure du pli de Bouc-Bel-Air. *Géologie de la France*, **2007**, 1, p. 3-9.

Gignoux M. (1927). *Géologie stratigraphique*. Masson et Cie, Paris, 667 p.

Gignoux M. (1930). La tectonique des terrains salifères ; son rôle dans les Alpes françaises. *Centenaire de la Société géologique de France, Livre jubilaire*, 1830-1930, **II**, p. 329-360.

Gignoux M. et **Moret** L. (1929). Structure de l'anticlinal de Volx et des bassins oligocènes de Manosque et de Forcalquier (Basses-Alpes). *Bulletin de la Société scientifique du Dauphiné*, **I**, p. 1-46.

Gigot P. (1973). Sur la présence de klippes sédimentaires et de mégabrèches dans la partie basale des formations continentales d'âge éocène supérieur-oligocène du bassin tertiaire de Digne, dans la région de Volonne (Alpes de Haute-Provence) *Bulletin du BRGM*, (2), **IV**, (1), p. 17-25.

Gigot P., **Gubler** Y. et **Schlund** J.-M. (1977). Importance et conséquences d'un système de failles synsédimentaires dans le bassin continental oligocène de Manosque-Forcalquier. *Compte Rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, **1977**, (1), p. 17-20.

Gigout M. (1969). Sur le Quaternaire du plateau de Valensole. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **268**, (D), p. 2167-2169.

Gilli E. et **Audra** P. (2004). Les lithophages pliocènes de la fontaine de Vaucluse (Vaucluse, France). Un argument pour une phase messinienne dans la genèse du plus grand karst noyé de France. *C.R. Géoscience*, **336**, (16), p. 1481-1489.

Ginsburg L., **Mennessier** G. et **Russell** D. (1967). Sur l'âge éocène inférieur des sables bleutés du Haut-Var et sur ses conséquences. *Compte Rendu sommaire des séances de la Société géologique de France,* **1967**, (7), p. 272-274.

Glangeaud L. (1967). Épirogenèses ponto-plio-quaternaires de la marge continentale franco-italienne du Rhône à Gênes. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **IX**, p. 426-449.

Glangeaud L., **Schlich** R., **Pautot** G., **Bellaiche** G., **Patriat** P. et **Ronfand** M. (1965). Morphologie, tectonophysique et évolution géodynamique de la bordure sous-marine des Maures et de l'Estérel. Relations avec les régions voisines. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **VII**, p. 998-1009.

Godard G. (2005). Peiresc et la proto-géologie du début du XVII[e] siècle. *Sciences et Techniques en Perspective*, (2), **9**, n° 1, p. 63-110.

Godinot M. (1981). Les mammifères de Rians (Éocène inférieur, Provence). *Palaeovertebrata*, **10**, (2), p. 43- 126.

Godinot M., **Crochet** J. Y., **Hartenberger** J.-L., **Lange-Badré** B., **Russell** D. E., et **Sigé** B. (1987). Nouvelles données sur les mammifères de Palette (Éocène inférieur, Provence). *Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen,* (A), **10**, p. 273-288.

Goguel J. (1932). Description géologique du Luberon. *Bulletin des Services de la Carte géologique de la France*, **XXXVI**, n°186, p. 1-67.

Goguel J. (1933). Sur l'âge des poudingues de Valensole. *Compte Rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, **1933**, (15), p. 234.

Goguel J. (1938). Remarques sur la tectonique du massif de Gigondas et des régions voisines. *Bulletin de la Société géologique de France*, (5), **VII**, p. 355-362.

Goguel J. (1943). Essai d'une synthèse tectonique de la Provence. *Bulletin de la Société géologique de France*, (5), **XIII**, 1-2-3, p. 367-382.

Goguel J. (1944). Description géologique des Alpilles. *Bulletin des Services de la Carte géologique de la France*, **XLIV**, n° 214, p. 429-456.

Goguel J. (1959). Une klippe de Crétacé inférieur dans l'Oligocène du bassin de Forcalquier. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **I**, (6), p. 594-597.

Gourret P. (1889). Étude géologique du Tertiaire marin de Carry et de Sausset. *Bulletin de la Société géologique de France,* (3), **XVII**, p. 68-100.

Gouvernet C. (1959). Évolution géologique des relations Bas Rhône, Basse Durance, pendant les temps pliocènes et quaternaires. *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université d'Aix-Marseille*, **VI**, p. 273-279.

Gouvernet C. (1963a). Structure de la région toulonnaise. *Mémoire de la Carte Géologique* détaillée de la *France*, 244 p.

Gouvernet C. (1963b). Le Miocène de la région de Salon-de-Provence (B.-d.-R.). *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences d'Aix-Marseille*, **VII**, p. 129-145.

Gras S. (1862). *Description géologique du Département de Vaucluse*. F. Savy éd., Paris, 440 p.

Grosheny D. et **Philip** J. (1989). Dynamique biosédimentaire de bancs à rudistes dans un environnement pérideltaïque : la formation de la Cadière d'Azur (Santonien, S. E. France). *Bulletin de la Société géologique de France*, (8), **V**, (6), p. 1253-1270.

Grosson J.-B. (1776). Sur les anciens volcans de Beaulieu en Provence. *Observations sur la Physique, sur l'Histoire naturelle et sur les Arts*, **VIII**, p. 228-232.

Gubler Y., **Schneegans** D. et **Guillemot** J. (1949). Observations sur la structure tectonique du Massif de la Sainte-Baume. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **228**, p. 104-106.

Gubler Y. (et 6 co-auteurs) (1975). Dynamique des dépôts dans un bassin sédimentaire continental : exemple d'un bassin paléogène de Haute Provence. *IX^e^ Congrès international de sédimentologie, Nice,* thème 5, t. 1, p. 199-203.

Gueirard S. (1954). Sur l'âge de l'ankaratrite de Rougiers (Var) et ses relations avec le Trias environnant. *Bulletin de la Société géologique de France*, (6), **IV**, p. 421-430.

Gueirard S. (1957). *Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures (Var)*. Thèse, Marseille, 194 p. 1 carte.

Gueirard S. (1964). Le « volcan » de Beaulieu, près Rognes (Bouches-du-Rhône). *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **VI**, p. 443-455.

Gueirard S. et **Santarelli** N. (1966). À propos du volcanisme permien de la région toulonnaise. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **262**, (D), p. 2413-2416.

Gueirard S., **Waterlot** G., **Gherzi** A., et **Samat** M. (1970). Sur l'âge llandovérien supérieur à tarannonien inférieur des schistes à Graptolites du Fenouillet, massif des Maures (Var). *Bulletin de la Société géologique de France,* (7), **II**, p. 195-199.

Guendon J.-L. (1981). *Le paléokarst du Coulon (Vaucluse, France). Sédimentation et altération d'une série détritique sur substratum carbonaté : karstification sous couverture, accumulation de gibbsite, paléosols*. Thèse 3^e^ cycle, Marseille, 186 p.

Guendon J.-L. et **Parron** C. (1985). Les altérites médiocrétacées de Provence (bauxites et ocres) : caractères et relations paléogéographiques. *Géologie de la France*, **1985**, n° 2, p. 137-150.

Guérin C., **Mein** P. et **Truc** G. (1970). Nouveaux mammifères et mollusques continentaux d'âge pliocène terminal au toit du plateau de Valensole. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **271**, (D), p. 2084-2086.

Guettard J. E. (1760). Mémoire sur des os fossiles découverts le 28 janvier 1760 dans l'intérieur d'une roche de la ville d'Aix-en-Provence. *Histoire de l'Académie royale de Sciences, Mémoires de mathématiques et de physique*, **1760**, p. 209-219.

Guieu G. (1968). *Étude tectonique de la région de Marseille*. Thèse de Doctorat d'État. Marseille, 604 p.

Guieu G. (1972). Sur la structure de la partie orientale du massif de la Sainte-Baume. *Compte Rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, **1972**, (5), p. 204-205.

Guieu G. (1973). L'évolution tectonique de la chaîne de la Nerthe, au Nord-Ouest de Marseille. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **276**, (D), p. 13-16.

Guieu G. (1977). La tectonique du bassin de Marseille à l'Oligocène. *Géologie Méditerranéenne*, **IV**, (1), p. 9-24.

Guieu G. et **Philip** J. (1972). Sur les relations tectoniques entre les massifs de la Nerthe et de l'Étoile dans le secteur du vallon de Graffiane au Nord-Ouest de Marseille. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **274**, (D), p. 999-1002.

Guieu G. and **Roussel** J. (1990). Arguments for the pre-rift uplift and rift propagation in the Ligurian-Provençal basin (Northwestern Mediterranean) in the light of pyrenean provençal orogeny. *Tectonics*, **9**, (5), p. 1113-1142.

Guieu G. et **Rousset** C. (1978). Structures, paléostructures, paléogéographie et genèse des bauxites en Provence. *Bulletin du BRGM*, (2), **4**, p. 311-322.

Guieu G. et **Rousset** C. (1979). Les massifs de l'Olympe et de l'Aurélien représentent la zone frontale du chevauchement de la Sainte-Baume (Bouches-du-Rhône et Var, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **289**, (D), p. 623-626.

Guignard P., **Bellier** O. et **Chardon** D. (2005). Géométrie et cinématique post-oligocène des failles d'Aix et de la moyenne Durance (Provence, France). *C. R. Géoscience*, **337**, p. 375-384.

Guillemot J. et **Günalan** G. (1970). Précisions sur l'âge pliocène terminal des couches de Puimoisson (plateau de Valensole, Alpes de Haute-Provence) à l'aide de faunes continentales nouvelles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **271**, (D), p. 2084-2086.

Guillemot J., **Guy** M. et **Lobjoit** M. (1973). Un système cohérent d'alignements structuraux commun aux Alpes et aux Pyrénées mis en évidence par le satellite ERTS-1. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **277**, (D), p. 481-484.

Haug É. (1911). Sur la fenêtre de Méounes et de Garéoult. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **153**, p. 1186-1188.

Haug É. (1916). La tectonique du massif de la Sainte-Baume. *Bulletin de la Société géologique de France*, (4), **XV**, p. 113-190.

Haug É. (1925). Les nappes de charriage de la Basse-Provence. Première partie - La région toulonnaise. *Mémoire du Service de la Carte géologique détaillée de la France*, 304 p.

Haug É. (1930). Les nappes de charriage de la Basse-Provence. Deuxième partie - Le massif d'Allauch et ses entours. *Mémoire du Service de la Carte géologique détaillée de la France,* 182 p.

Haug É. et **Bertrand** L. (1912). Sur l'existence d'une grande nappe de charriage dans le Nord du département du Var. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **154**, p. 147-150.

Hébert E. (1861a). Quelques remarques sur la mer jurassique et les théories imaginées pour rendre compte de ses déplacements. *Bulletin de la Société géologique de France*, (2), **18**, p. 97-102.

Hébert E. (1861b). Réponse à la note de M. Jaubert sur la grande oolite de la Provence. *Bulletin de la Société géologique de France*, (2), **18**, p. 611- 614.

Hébert E. (1862). Du terrain jurassique de la Provence ; sa division en étages ; son indépendance des calcaires dolomitiques associés aux gypses. *Bulletin de la Société géologique de France*, (2*)*, **19**, p. 100-121.

Hennuy J. (2003). *Sédimentation carbonatée et silicoclastique sous contrôle tectonique, le bassin sud-Provençal et sa plate-forme carbonatée du Turonien moyen au Coniacien moyen. Evolution séquentielle, diagénétique, paléogéographique*. Thèse, Université de Provence, Marseille, 252 p.

Hibsch C., **Kandel** D., **Montenat** C. et **Ott d'Estévou** P. (1992). Événements tectoniques crétacés dans la partie méridionale du bassin subalpin (massif Ventoux-Lure et partie orientale de l'arc de Castellane, SE France). Implications géodynamiques. *Bulletin de la Société géologique de France*, **163**, (2), p. 147-158.

Hippolyte J.-C., **Nury** D., **Angelier** J. et **Bergerat** F. (1991). Relations entre tectonique extensive et sédimentation continentale : exemple des bassins oligocènes de Marseille et de Basse-Provence. *Bulletin de la Société géologique de France*, **162**, (6), p. 1083-1094.

Hugueney M., **Berger** J.-P. et **Weidmann** M. (1987). Présence de mammifères oligocènes dans le parastratotype de l'Aquitanien. *Bulletin de la Société fribourgeoise de Sciences naturelles*, **76**, (1/2), p. 129-135.

Hugueney M. et **Truc** G. (1976). Découvertes récentes de mammifères et de mollusques dans les formations d'âge oligocène terminal et aquitanien du SE de la France. *Geobios*, **9**, (3), p. 359-362.

Hugueney M., **Truc** G. et **Philippe** M. (1971). Nouveaux gisements à micromammifères et mollusques continentaux dans l'Oligocène moyen du synclinal d'Apt (Vaucluse, Sud-Est de la France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **272**, (D), p. 2430-2433.

Innocent C., **Michard** A. **Guerrot** C. et **Hamelin** B. (2003). Datation U-Pb sur zircons à 548 Ma de leptynites des Maures centrales. Signification géodynamique des

complexes leptyno-amphiboliques de l'Europe varisque. *Bulletin de la Société géologique de France*, **174**, (6), 585-594.

Jacob C. (1930). Zone axiale, versant sud et versant nord des Pyrénées. *Centenaire de la Société géologique de France, Livre jubilaire*, 1830-1930, **II**, p. 389-410.

Jaubert J.-M. (1861). Note sur la grande oolite de la Provence. *Bulletin de la Société géologique de France,* (2), **18**, p. 599-611.

Jaubert J.-M. (1864). Note sur les environs de Solliès-Pont. *Bulletin de la Société géologique de France,* (2), **XXI**, p. 443-460.

Joinville de (1788). Volcan de la Trévaresse, plus connu sous le nom de volcan de Beaulieu. *Observations sur la Physique, sur l'Histoire naturelle et sur les Arts*, **XXXIII**, p. 24-36.

Jolet P., **Philip** J., **Cecca** F., **Thomel** G., **Lopez** G., **Tronchetti** G. and **Babinot** J.-F. (2001). Integrated Platform/Basin biostratigraphy of the Upper Cenomanian-Lower Turonian in Provence (SE France). *Geobios*, **34**, (2), p. 225-238.

Joseph P., **Cabrol** C., et **Friès** G. (1987). Blocs basculés et passes sous-marines dans le champ de Banon (France, S.E.) à l'Apto-Albien : une paléotopographie directement contrôlée par la tectonique synsédimentaire décrochante. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris,* **304**, (II), p. 447-452.

Jung J. (1937). Sur la présence de bogheads à Pila dans le bassin houiller du Reyran (Var). *Compte Rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, **1937**, p. 173-174.

Kilian W. (1889). *Description géologique de la Montagne de Lure*. G. Masson édit., Paris, 459 p.

Kilian W. et **Leenhardt** F. (1890). Note sur les sables de la vallée d'Apt. *Bulletin des Services de la Carte géologique de la France,* **II**, n° 16, p. 255-269.

Lacassin R., **Tapponnier** P., **Meyer** B. and **Armijo** R. (2001). Was the Trevaresse thrust the source of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake ? Historical and geomorphic evidence. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **333**, (IIa) p. 571-581.

Lacombe O., **Angelier** J. and **Laurent** P. (1991). Determining paleostress orientations from faults and calcite twins : a case study near the Sainte-Victoire Range (Southern France). *Tectonophysics*, **201**, p. 141-156.

Lacombe O. and **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, doi : 10, 1029/2004TC001673.

Lajoinie J.-P. et **Laville** P. (1979). Les formations bauxitiques de la Provence et du Languedoc. *Mémoires du BRGM*, **100**, 142 p.

Lamanon R. de **Paul** de (1780). Sur la nature et la position des ossemens trouvés à Aix-en-Provence, dans le cœur d'un rocher. *Observations sur la Physique, sur l'Histoire Naturelle et sur les Arts*, **XVI**, p. 468-475.

Lanquine A. (1929). Le Lias et le Jurassique inférieur des chaînes provençales. *Bulletin des Services de la Carte géologique de la France*, **XXXII**, n° 173, p. 41-425.

Lanquine A. (1935a). Le Jurassique moyen et supérieur des chaînes provençales. *Bulletin des Services de la Carte géologique de la France*, **XXXVIII**, n° 191, p. 183-317.

Lanquine A. (1935b). Sur les relations du Trias de Saint-Maximin (Var) avec la terminaison sud-orientale de la chaîne de Sainte Victoire et avec la terminaison orientale de la chaîne de l'Olympe. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, *Paris*, **200**, p. 2023-2025.

Lapparent A.-F. de (1938). Études géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. *Bulletin du Service de la Carte géologique de la France*, **XL**, n° 198, 302 p.

Lapparent A.-F. de (1940). Précisions nouvelles au sujet des diapirs de Suzette (Vaucluse) et de Propiac (Drôme). *Bulletin de la Société géologique de France*, (5), **10**, (1), p. 3-15.

Lapparent J. de (1930). Les bauxites de la France méridionale. *Mémoires du Service de la Carte géologique détaillée de la France*, 186 p.

Laverne C., **Bronner** G. et **Bellot** J.-P. (1997). Les ultrabasites du massif hercynien des Maures (Var), témoins d'une zone avant-arc ? Evidences pétrographiques et minéralogiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris,* **325**, (IIa) p.765-771.

Leenhardt F. (1883). *Étude géologique de la région du Mont Ventoux*. 274 p., 1 carte. Coulet éd., Montpellier et Masson éd., Paris.

Leenhardt O., **Pierrot** S., **Rebuffatti** A. et **Sabatier** R. (1969). Étude sismique de la zone de Planier (Bouches-du-Rhône). *Revue de l'Institut français du Pétrole*. **XXIV**, (11), p. 1261-1287.

Le Goc B. (1977). *Contribution à l'étude géologique du Gargasien au Sénonien de la région Ventoux-Lure*. Diplôme d'Études supérieures de Sciences, Lyon, 157 p.

Léonide P. (2007). *Réponses des plates-formes carbonatées aux changements paléo-océanographiques, paléo-climatiques et tectoniques : le bassin sud-provençal au Jurassique inférieur et moyen*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, Marseille, 385 p.

Léonide P., **Floquet** M. and **Villier** L. (2007). Interaction of tectonics, eustasy, climate and carbonate production on the sedimentary evolution of an early/

middle Jurassic extensional basin (Southern Provence Sub-basin, SE France). *Basin Research*, 19, p. 125-152.

Leroy S. et **Cabanis** B. (1993). Le volcanisme permien du bassin de Toulon : un jalon septentrional du volcanisme permien de l'Ouest méditerranéen. *Géologie de la France*, **1993**, (2), p. 57-66.

Leleu S. (2005). *Les cônes alluviaux Crétacé supérieur/Paléocène en Provence : traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoces de collision*. Thèse de Doctorat. Strasbourg, 222 p.

Le Pichon X. (and 6 co-authors) (2010). Geodynamics of the France Southeast Basin. *Bulletin de la Société géologique de France,* **181**, (6), p. 477-501.

Lesueur J.-L., **Rubino** J.-L. et **Giraudmaillet** M. (1990). Organisation et structures internes des dépôts tidaux du Miocène rhodanien. *Bulletin de la Société géologique de France*, (8), **VI**, (1), p. 49-65.

Lethiers F., **Damotte** R. et **Sanfourche** J. (1993). Premières données sur les ostracodes du Permien supérieur continental de l'Estérel (SE de la France) : systématique, biostratigraphie, paléoécologie. *Géologie Méditerranéenne*, **XX**, (2), p. 109-125.

Letouzey J., **Wannesson** J. et **Cherchi** A. (1982). Apport de la microtectonique au problème de la rotation du bloc corso-sarde. *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Paris*, **294** (II), p. 595-602.

Lugeon M. (1951). La nappe de Sicié. *In* Fabre-Taxy S. et Gueirard (S.) (Edit.) : Réunion géologique en Provence pour commémorer le cinquantenaire des Œuvres de Marcel Bertrand. *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, (2), **XXI**, (I), p. 101-105.

Lutaud L. (1924). *Étude tectonique et morphologique de la Provence cristalline*. Thèse. Paris, 270 p., 1 carte h.t.

Lutaud L. (1935). Sur la genèse des chevauchements et écailles de la Provence calcaire. *Compte Rendu sommaire des Séances de la Société g*éologique de France, **1935**, p. 261-263.

Lutaud L. (1957). La tectogenèse et l'évolution structurale de la Provence. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, (2), **I**, (2), p. 103-112.

Lyell C. and **Murchison** R. I. (1829). On the tertiary fresh-water formation of Aix in Provence, including the coal-field of Fuveau. *The Edinburgh New Philosophical Journal*, **7**, p. 287-293.

Machhour L., **Philip** J. et **Oudin** J. L. (1994). Formation of laminite deposits in anaerobic-dysaerobic marine environments. *Marine Geology*, **117**, p. 287-302.

Maillet B. de (1748). *Telliamed, ou Entretiens d'un philosophe indien avec un missionnaire français sur la diminution de la mer, la formation de la Terre, l'origine de l'homme, etc*. L'Honoré, Amsterdam, 2 tomes en un vol.

Maluski H. (1971). Étude ^{87}Rb-^{87}Sr des minéraux des gneiss de Bormes (Maures) (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **273**, (D), p. 1470-1473.

Maluski H. et **Allègre** C. (1970). Problème de la datation par le couple ^{87}Rb/^{87}Sr des socles gneissiques : exemple des gneiss de Bormes (massif hercynien des Maures, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **270**, (D), p. 18-21.

Maluski H. et **Gueirard** S. (1978). Mise en évidence par la méthode au 39Ar/40Ar de l'âge à 380 Ma du granite de Barral (Massif des Maures, Var, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **287**, (A), p. 195-198.

Margerie (E. de) (1927). *Œuvres géologiques de Marcel Bertrand*. Dunod, Paris, cf. p. 157-708.

Marie P. et **Mongin** D. (1957). Le Valanginien du Mont-Rose de la Madrague (Massif de Marseilleveyre, B.-d.-R.). *Bulletin de la Société géologique de France,* (6), **VII**, p. 401-425.

Marion A.-F. (1872). Géologie et Paléontologie de la Provence. *Revue scientifique de la France et de l'Étranger. Revue des Cours scientifiques*, (2), 2^{e} année, **24**, p. 584-591.

Marsigli L. F. de (1725). *Histoire physique de la mer*, Amsterdam, 173 p.

Martin D. (1900). Le canyon du Régalon (Vaucluse) et ses lambeaux de molasse marine. *Bulletin de la Société d'Études des Hautes-Alpes*, **19**, p. 183-193.

Masse J.-P. (1976). *Les calcaires urgoniens de Provence*. Thèse de Doctorat d'État, Marseille, 445 p.

Masse J.-P. (1995). Le haut-fond carbonaté valanginien de Saint-Eucher (Mirabeau, Vaucluse). Sa signification dans le cadre paléostructural crétacé du Sud-Est de la France. *Bulletin de la Société géologique de France,* **166**, (6), p. 693-698.

Masse J.-P. et **Allemann** J. (1982). Relations entre les séries carbonatées de plate-forme provençale et sarde au Crétacé inférieur. *Cretaceous Research*, **3**, p. 19-33.

Masse J.-P., **Busnardo** R., **Gervais** J., **Humbert** S., et **Thieuloy** J.P. (1975). Précisions sur l'âge des « marnes inférieures hauteriviennes » de la région de Marseille. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **280**, (D), p. 1429-1431.

Masse J.-P., **El Albani** A. et **Erlenkeuser** H. (1999). Stratigraphie isotopique (δ^{13}C) de l'Aptien inférieur de Provence (SE France) : application aux corrélations plate-forme/bassin. *Eclogae geologicae Helvetiae*, **92**, p. 259-263.

Masse J.-P. et **Philip** J. (1969). Sur la présence de brèches et de klippes sédimentaires dans l'Albien de Ste-Anne d'Evenos (Var). Implications paléogéographiques. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **XI**, p. 666-669.

Masse J.-P. et **Philip** J. (1976). Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'Isthme durancien. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, (2), **XVIII**, p. 49-66.

Masse J.-P., **Triat** J.-M. et **Truc** G. (1972). Surfaces à Microcodium affectant le Crétacé de la partie occidentale des Monts de Vaucluse (Sud-Est de la France) ; mise en évidence de leur âge éocène. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **275**, (D), p. 325-328.

Masse J.-P., **Villeneuve** M., **Leonforte** E., and **Nizou** J. (2009). Block tilting of the North Provence early Cretaceous carbonate margin : stratigraphic, sedimentologic and tectonic data. *Bulletin de la Société géologique de France,* **180**, (2), p. 105-115.

Matheron P. (1839). Essai sur la constitution géognostique du département des Bouches-du-Rhône. *Répertoire des Travaux de la Société de Statistique de Marseille*, **III**, p. 5-133.

Matheron P. (1842). Catalogue méthodique et descriptif des corps organisés fossiles du département des Bouches-du-Rhône et des lieux circonvoisins. *Répertoire des Travaux de la Société de Statistique de Marseille*, **6**, 269 p., 41 pl.

Matheron P. (1862). Recherches comparatives sur les dépôts fluvio-lacustres tertiaires des environs de Montpellier, de l'Aude et de la Provence. *Mémoires de la Société d'Émulation de la Provence*, **I**, p. 173-280.

Matheron P. (1864a). Compte rendu de la course faite dans le bassin de Fuveau et dans les environs d'Aix. *Bulletin de la Société géologique de France, (*2), **XXI**, p. 519-545.

Matheron P. (1864b). Compte rendu de la course faite suivant la direction du souterrain de la Nerthe. Réunion extraordinaire de la Société géologique à Marseille. *Bulletin de la Société géologique de France,* (2), **XXI**, p. 509-519.

Matheron P. (1876). Note sur les dépôts crétacés lacustres et d'eau saumâtre du Midi de la France. *Bulletin de la Société géologique de France,* (3), **IV**, p. 415-428.

Mattauer M. (2002). Commentaire à la publication de Robin Lacassin et al. intitulée : Was the Trévaresse Thrust the source of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake ? Historical and geomorphic evidence. *C. R. Géoscience*, **334**, p. 513-514.

Mattauer M. et **Proust** F. (1963). Sur le sens de déplacement de la nappe du cap Sicié près Toulon (Var). *Compte Rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, **1963**, (7), p. 210-213.

Maurel-Ferrandini, M., (1976). *Reconstitution paléogéographique du Burdigalien du littoral de la chaîne de la Nerthe et de la région des étangs (Bouches du Rhône, France)*. Thèse de 3e cycle, Université Aix-Marseille I, 135 p.

Ménard G. (1980). Profondeur du socle antétriasique dans le sud-est de la France. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **290**, (D), p. 299-302.

Ménard de la Groye F. J. B. (1816). Mémoire géognostique sur Beaulieu. *Journal de Physique de Chimie, d'Histoire naturelle et des Arts*, **LXXXII**, p. 149-183 et 215-242.

Mennessier G. (1959a). Étude tectonique des confins alpino-provençaux entre le Verdon et l'Argens. *Mémoires de la Société géologique de France,* **XXXVIII**, n° 87, 174 p.

Mennessier G. (1959b). Étude tectonique du massif de la Loube (Var). *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **I**, p. 43-51.

Mennessier G. (1970). Étude tectonique des chaînons situés au Sud-Est du confluent du Verdon et de la Durance (Basse-Provence orientale) *Bulletin du BRGM*, **1970**, I, n°1, p. 35-72.

Merabet N. et **Daly** L. (1986). Détermination d'un pôle paléomagnétique et mise en évidence d'aimantations à polarité normale sur les formations du Permien supérieur du massif des Maures (France). *Earth and Planetary Science Letters*, **80**, p. 156-166.

Mercier H. (1978). *Le Néogène et le Pléistocène inférieur duranciens*. Thèse de Doctorat, Université de Grenoble, 398 p.

Michel-Lévy Al. (1912) ; L'Estérel : Étude stratigraphique, pétrographique et tectonique. *Bulletin des Services de la Carte géologique de la France*, **XXI**, n° 130, p. 263-325.

Michel-Lévy Al. (1914). Révision de la feuille de Toulon au 80.000e. *Bulletin des Services de la Carte géologique de la France,* **XXII**, n° 133, p. 194-199.

Michel-Lévy Al. et **Collot** L. (1889). Sur l'existence de la néphélinite à Rougiers (Var). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **CVIII**, p. 1124-1126.

Michel-Lévy Aug. (1897). Mémoire sur le porphyre bleu de l'Estérel. *Bulletin des Services de la Carte géologique de la France*, **IX**, n° 57, p. 217-263.

Molliex S., (and 5 co-authors) (2011). Tectonic and sedimentary inheritance on the structural framework of Provence (SE France) : importance of the Salon-Cavaillon fault. *Tectonophysic*s, **501**, p. 1-16.

Mongin D. (1956). Révision stratigraphique du Burdigalien de Basse-Provence. *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université d'Aix-Marseille*, **V**, p. 1-74.

Mongin D. et **Trouvé** P. (1953). Le Valanginien inférieur calcaire du Grand Canyon du Verdon (Basses-Alpes). *Bulletin de la Société géologique de France*, (6), **III**, p. 223-239.

Monier P. et **Ferry** S. (1987). Mise en évidence d'un haut-fond préurgonien dans le Barrémien du mont Ventoux. Rôle sédimentaire de la faille de Nîmes. *Bulletin de la Société géologique de France,* (8), **III**, p. 191-193.

Monleau C. (1986). Le Jurassique inférieur et moyen de Provence, Sardaigne et Alpes maritimes : corrélations, essai de synthèse paléogéographique. *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique*, **27**, (1), p. 3-11.

Monleau C., **Arnaud** M. et **Catzigras** F. (1988). L'Oligocène supérieur marin de la Nerthe (Bouches-du-Rhône) : nouvelles données sédimentologiques et paléogéographiques, dans le cadre de la géodynamique de la Méditerranée occidentale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **306**, (II), p. 487-491.

Montenat C., **Ott d'Estevou** P. et **Saillard** M. (1986). Sur la tectonique anté-cénomanienne du fossé de Sault-de-Vaucluse (chaînes subalpines méridionales). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **303**, (II), p. 609-612.

Montenat C., **Janin** M.-C. et **Barrier** P. (2004). L'accident du Toulourenc : une limite tectonique entre la plate-forme provençale et le bassin vocontien à l'Aptien-Albien (SE France). *C. R. Geoscience*, **336**, p. 1301-1310.

Morabito J. (1967). Évolution tectonique des régions du Bas-Verdon. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **IX**, (4), p. 585-592.

Morel L. (1998). *Stratigraphie à haute résolution du passage Cénomanien-Turonien*. Thèse de Doctorat de l'Université Paris VI, 224 p.

Morhange C., **Provansal** M., **Vella** C., **Arnaud** P., **Bourcier** M. et **Laborel** J. (1998). Montée relative du niveau marin et mouvements du sol à l'Holocène en Basse-Provence (France, Méditerranée). *Annales de Géographie*, **107**, n° 600, p. 139-159.

Morillon A.C., **Féraud** G., **Sosson** M., **Ruffet** G. **Crevola** G. and **Lerouge** G. (2000). Diachronous cooling on both sides of a major strikeslip fault in the Variscan Maures Massif (south-east France), as deduced from a detailed $^{40}Ar/^{39}Ar$ study. *Tectonophysics*, **321**, p. 103-126.

Moullade M., **Kuhnt** W., **Bergen** J.A., **Masse** J.-P. and **Tronchetti** G. (1998b). Correlation of biostratigraphic and stable isotope events in the Aptian historical stratotype of La Bédoule (SE France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **327** (D), p. 693-698.

Moullade M., **Tronchetti** G. et **Masse** J.-P. (Coord.) (1998a). Le stratotype historique de l'Aptien inférieur (Bédoulien) dans la région de Cassis-la Bédoule (S.E. France). *Géologie Méditerranéenne*, **XXVI**, (3-4), p. 1-298.

Nicolas J. (1968). Nouvelles données sur la genèse des bauxites à mur karstique du Sud-Est de la France. *Mineral deposita*, **3**, p. 18-33.

Nicolas J. et **Lecolle** M. (1968). Essai de reconstitution de la Provence au Crétacé supérieur. Position et âge possible de la roche mère de la latérite d'où provient

la bauxite. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **266**, (D), p. 445-448.

Nury D. (1968). De l'influence marine dans les dépôts à gypse d'Aix. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **267**, (D), p. 1489-1491.

Nury D. (1977). Le bassin oligocène de Marseille, stratigraphie, évolution paléogéographique. *Géologie Méditerranéenne*, **IV**, (1), p. 25-36.

Nury D. (1988). L'Oligocène de Provence méridionale. *Documents du BRGM*, **163**, 411 p.

Nury D. (2000). Lacustrine Oligocene Basins in Southern Provence, France. *In* Gierolwski-Kordesch E.H. and Kelts K.R. (Eds.) : Lake basins through space and time, *AAPG Studies in Geology,* **46**, p. 381-388.

Nury D. et **Raynaud** S. (1986). Étude tectono-sédimentaire du fossé oligocène de Marseille (Bouches-du-Rhône). Évolution postérieure. *Géologie de la France*, **1986**, (4), p. 377-397.

Nury D. et **Rousset** C. (1986). Extension des dépôts oligocènes de la région de Toulon (Var, Sud-Est France). Cadre structural et implications paléogéographiques. *Géologie méditerranéenne*, **XII-XIII**, (3-4), p. 175-184.

Nury D. et **Thomassin** B. (1994). Paléoenvironnements tropicaux, marins et lagunaires d'un littoral abrité (fonds meubles à bancs coralliens, lagune évaporitique) à l'Oligocène terminal en Basse-Provence (région d'Aix-en-Provence - Marseille - France). *Géologie Méditerranéenne*, **XXI**, (1-2), p. 95-1208.

Obone-Zue-Obane E. M. (and 8 co-authors) (2011). The sedimentary markers of the Messinian salinity crisis and their relation with salt tectonics on the Provençal margin (Western Mediterranean) : results from the « MAURESC » cruise. *Bulletin de la Société géologique de France*, **182**, (2), p. 181-196.

Onézime J., **Faure** M. et **Crévola** G. (1999). Étude pétro-structurale du complexe granitique Rouet-Plan-de-la-Tour (massifs des Maures et du Tanneron occidental, Var). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **328**, p. 773-779.

Orsini J. (1968). É*tude pétrographique et structurale du masssif du Tanneron (Var)*. Thèse de Doctorat de 3e cycle de la Faculté des Sciences de Grenoble, 116 p.

Oudet J. (2008). É*tude terre-mer de la transition syn-rift/post-rift sur les marges de l'océan Liguro-Provençal*. Thèse, Université de Provence. 288 p.

Oudet J. (and 7 co-authors) (2010). Land and sea study of the northeastern golfe du Lion rifted margin : the Oligocene-Miocene of southern Provence (Nerthe area, SE France). *Bulletin de la Société géologique de France*, **181**, (6), p. 591-607.

Papon J. P. (1777). *Histoire générale de Provence*. Chez Moutard, Paris, t. I, 662 p.

Parent H. (1930). Le mode de formation de la nappe de Sicié. *Compte Rendu sommaire de la Société g*éologique de France, **1930**, p. 22-24.

Parent H. (1943). Tyrrhénien et Flandrien du littoral toulonnais et des îles d'Hyères. *Bulletin de la Société géologique de France*, (5), **XIII**, (1), p. 3-7.

Parize O. et **Rubino** J.-L. (2007). Les systèmes oligo-miocènes carbonatés et clastiques de Basse-Provence. Des témoins de l'évolution géodynamique de la marge provençale et du bassin d'avant-pays alpin. *Livret guide des excursions E8-E9 de l'Association des Sédimentologistes français, octobre 2005, ASF Web (http://www.sedimentologie.com)*, 170 p.

Pautot G. (1967). Structure sous-marine du haut-fond du Méjean (Sud de Cannes). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **265**, (D), p. 1028-1030.

Perthuisot V. et **Guilhaumou** N. (1983). Les diapirs triasiques du domaine vocontien : phases diapiriques et hydrothermales en domaine périalpin. *Bulletin de la Société géologique de France,* (7), **XXV**, (3), p. 397-410.

Pfender J. (1923). Sur l'existence de phtanites à radiolaires dans les phyllades de la région toulonnaise. *Compte Rendu sommaire des Séances de la Société géologique de France*, **1923**, (13), p. 130-131.

Pfender J. (1924). Sur la formation quaternaire marine des côtes de Provence. *Bulletin de la Société géologique de France,* (4), **XXIV**, p. 193-197.

Pfender J. (1934). Les gisements de Cénomanien à Alvéolines en Basse-Provence. *Bulletin de la Société géologique de France,* (5), **IV**, p. 461-492.

Philip J. (1965). Nouvelles observations sur la structure du synclinal du Plan d'Aups dans le massif de la Sainte-Baume. *Compte Rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, **1965**, p. 310-312.

Philip J. (1967). Modalités et importance de la transgression du Sénonien inférieur dans la région de Saint-Cyr-sur- Mer (Var). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **265**, p. 1883-1886.

Philip J. (1968). Nouvelles observations stratigraphiques au toit de la bauxite de la région de Brignoles (Var). Implications paléogéographiques. *Compte Rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, **196**8, (7), p. 216-217.

Philip J. (1970). *Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien*. Thèse de Doctorat d'État, Marseille, 438 p.

Philip J. (1998). Sequences and systems tracts of mixed carbonate-silicoclastic platform-basin settings : the Cenomanian-Turonian stages of Provence (southeastern France). *S.E.P.M. Special Publication*, **60**, p. 387-395.

Philip J. (2001). Commentaire à la note de Ion Argyriadis : « La tectonique de la Basse-Provence : proposition d'une interprétation nouvelle ». *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **332**, (IIa), p. 727-729.

Philip J. (2009). Étude géologique du massif de la Salette (Bouches-du-Rhône). *Musée de Paléontologie de Provence*, *http://mdp.cerege.fr./publications,* 38 p.

Philip J. (2010). La bande triasique de l'Huveaune (Basse-Provence) : nouvelles observations stratigraphiques et structurales ; tectogenèse. *Ibid*., 67 p.

Philip J. and **Airaud- Crumière** C. (1991). The demise of the rudist-bearing carbonate platforms at the Cenomanian/Turonian boundary : a global control. *Coral reefs*, **10**, p. 115-125.

Philip J. et **Allemann** J. (1982). Comparaison entre les plates-formes du Crétacé supérieur de Provence et de Sardaigne. *Cretaceous Research*, **3**, (1/2), p. 35-46.

Philip J., **Anglada** R., **Rousset** C. et **Tronchetti** G. (1975). Sur la découverte d'un nouveau témoin de la transgression miocène en Basse-Provence occidentale. Implications paléogéographiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **280**, (D), p. 411-414.

Philip J. and **Gari** J. (2005). Late Cretaceous heterozoan carbonates : palaeoenvironmental setting, relationships with rudist carbonates (Provence, south-east France). *Sedimentary Geology*, **175**, p. 315-337.

Philip J., **Masse** P. J.-L. et **Machhour** L. (1987). L'évolution paléogéographique et structurale du front de chevauchement nord-toulonnais (Basse-Provence occidentale, France). *Bulletin de la Société géologique de France*, (8), **III**, n° 3, p. 541-550.

Pichard G. (2002). Pons-Joseph Bernard (1748-1816), un naturaliste provençal du siècle des Lumières. *Travaux du Comité français d'Histoire de la Géologie*,(3), **XVI**, n° 8, p. 133-162.

Plaziat J.-C. (1970). Conséquences stratigraphiques de l'interstratification de Rognacien dans le Maestrichtien supérieur d'Alava (Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **270**, (D), p. 2768-2771.

Popoff M. (1973). *La bande triasique de Barjols (Var) : la bordure sud-occidentale*. Thèse de 3e cycle, Université de Paris VI, 160 p.

Potier A. (1877a). Compte rendu de la course de l'Estérel. Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Fréjus et à Nice. *Bulletin de la Société géologique de France,* (3), **V**, p. 745-754.

Potier A. (1877b). Compte rendu de la course de Saint-Raphaël et d'Agay. *In* : Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Fréjus et à Nice. *Bulletin de la Société géologique de France,* (3), **V**, p. 754-758.

Prone A. (1980). *Les quartz de la Provence occidentale*. Thèse de l'Université de Provence, Marseille, 446 p.

Provansal M., **Quinif** Y., **Verrecchia** E. et **Arnaud** P. M. (1995). Identification d'un littoral tyrrhénien en bordure de l'Etang de Berre (Bouches-du-Rhône, France

méridionale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **320**, (IIa), p. 867-872.

Pupin J.-P. (1987). Origine des grès de la « Dépression permienne » (Var, France) par la typologie des zircons. Conséquences paléogéographiques. *Géologie Alpine*, *Mémoire hors s*érie, **13**, p. 81-90.

Pupin J.-P. et **Turco** G. (1973). Le microgranite de Plan de la Tour (Maures). Relations avec le granite de cette localité et détermination de son âge. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **276**, (D), p. 3261-3264.

Rangin C., **Le Pichon** X., **Hamon** Y., **Loget** N. and **Crespy** A. (2010). Gravity tectonics in the SE Basin (Provence, France) imaged from seismic reflection data. *Bulletin de la Société géologique de France*, **181**, (6), p. 503-530.

Raspail E. (1842). *Observations sur un nouveau genre de Saurien fossile, le* Neustosaurus gogondarum. Meilhac libraire, Paris, 56 p.

Recq M. (1972). Sur la stabilité récente du massif des Maures et son indépendance par rapport aux régions environnantes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **275**, (D), p. 333-336.

Redondo C. (1986). É*tude des sédiments détritiques du Crétacé supérieur marin de la Provence occidentale et recherches des zones d'apports*. Thèse, Marseille, 474 p.

Répelin J. (1899). Sur le Trias des environs de Rougiers et ses relations avec la roche éruptive de cette région. *Bulletin de la Société géologique de France,* (3), **XXVII**, p. 311-317.

Répelin J. (1900). Nouvelles observations sur la tectonique de la chaîne de la Nerthe. *Bulletin de la Société géologique de France,* (3), **XXVIII**, p. 236-263.

Répelin J. (1909). Rôle des dislocations les plus récentes (post-miocènes) lors du séisme du 11 juin 1909. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **149**, p. 1023-1024.

Répelin J. (1916). Sur l'existence d'une nappe de recouvrement dans les îles de Pomègues et de Ratonneau (Golfe de Marseille). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **163**, p. 669-671.

Répelin J. (1922). Monographie géologique du massif de la Sainte Baume. *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, **XXV**, (I), 85 p.

Répelin J. (1928). Sur la tectonique des collines formant la bordure Sud du Bassin de Marseille. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **186**, p. 1139-1141.

Répelin J. (1936). Quelques précisions sur le synchronisme des dépôts du Crétacé supérieur du Nord de la France et de la série fluvio-lacustre du Midi. *Compte Rendu sommaire de la Société géologique de France*, **1936**, (8), p. 133-135.

Rey R. (1962). Remarques historiques et paléontologiques sur l'Éocène inférieur de Provence. *Journal de Conchyliologie*, **CII**, p. 141-168.

Reynès P. (1862). Études sur le synchronisme et la délimitation des terrains crétacés du Sud-Est de la France. *Mémoires de la Société d'Émulation de la Provence*, **I**, p. 5-115.

Reynès P. (1864). Compte rendu de la course aux environs des Martigues. Réunion extraordinaire de la Société Géologique à Marseille. *Bulletin de la Société géologique de France,* (2), **XXI**, p. 471-482.

Richardot F. et **Rousset** C. (1975). Traces de la transgression miocène sur les massifs d'Agnis et de la Loube. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **280**, (D), p. 267-270.

Ricour J. (1962). Contribution à une révision du Trias français. *Mémoires du Service de la Carte géologique détaillée de la France*, 469 p.

Ricour J., **Argyriadis** I. et **Monteau** R. (2005). Nouvelle interprétation tectonique de la montagne Sainte-Victoire (Provence, France). *C. R.* Gé*oscience*, **337**, p. 1277-1283.

Rocchia R. (et 15 co-auteurs) (1989). Recherche d'un niveau à iridium au voisinage de la limite Crétacé-Tertiaire dans le domaine continental du Sud de la France : bassin d'Aix-en-Provence, Corbières, Plantaurel et Petites-Pyrénées. *Cahiers de la Réserve géologique de Haute-Provence*, **1**, p. 51-58.

Roch É. (1956). Les bauxites de Provence : des poussières fossiles ? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, *Paris*, **242**, p. 2847-2849.

Roch É. (1971). Géologie du pays d'Apt. *Bulletin du BRGM,* **1971**, (IV), n° 3-4, p. 29-114.

Roch É. et **Bertrand-Beauvais** L. (1956). Les sables ocreux du Vaucluse. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, *Paris,* **243**, p. 392-394.

Rolland Y., **Corsini** M., and **Demoux** A. (2009). Metamorphic and structural evolution of the Maures-Tanneron massif (SE Variscan chain) : evidence of doming along a transpressional margin. *Bulletin de la Société géologique de France*, **180**, (3), p. 217-230.

Roubault M., **Bordet** P., **Leutwein** F., **Sonet** J. et **Zimmermann** J.-L. (1970a). Ages absolus des formations cristallophylliennes des massifs des Maures et du Tanneron. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **271**, (D), p. 1067-1070.

Roubault M., **Bordet** P., **Leutwein** F., **Sonet** J. et **Zimmermann** J.-L. (1970b). Ages absolus des formations volcaniques du Tanneron-Estérel (Var). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, *Paris*, **271**, (D), p. 1157-1160.

Roule L. (1885). Recherches sur le terrain fluvio-lacustre inférieur de Provence. *Annales des Sciences géologiques*, **XVIII**, 132 p.

Roulin F. (1987). Enchaînements géodynamiques, climatiques et géochimiques dans un bassin continental tertiaire : dépôts détritiques, silcretes et argiles associés. Le bassin éocène d'Apt, Vaucluse (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **305**, (II), p. 121-125.

Roure F., **Brun** J.-P., **Colletta** B. and **Van den Driessche** J. (1992). Geometry and kinematics of extensional structures in the Alpine Foreland Basin of southeastern France. *Journal of Structural Geology*, **14**, (5), p. 503-519.

Roure F. and **Colletta** B. (1996). Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees and Alps. *In* Ziegler, P. A. & Horvath F. (eds) : Peri-Tethys Memoir 2 : Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. *Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle*, *Paris*, **170**, p. 173-209.

Rousset C. (1962). Les écailles du Devançon à l'Ouest de Rians (Var). *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **IV**, p. 471-475.

Rousset C. (1964). Les limites de la transgression miocène en Vautubière (Jouques). Influences tectoniques. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **VI**, p. 117-120.

Rousset C. (1967a). La « terra rossa » jalon de l'évolution de sédiments glauconieux en bauxite : évolution et néogenèse dans le karst provençal. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, *Paris,* **265**, p. 1353-1356.

Rousset C. (1967b). Preuves de la transgression vindobonienne sur la crête de la montagne de Sainte-Victoire (Bouches-du-Rhône). *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **IX**, p. 543-548.

Rousset C. (1973). La faille de la Tour-de-César, au Nord-Est d'Aix-en-Provence, sépare l'unité allochtone de l'Arc des plis de la Provence septentrionale ; conséquences structurales : le chevauchement nord-provençal. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, *Paris,* **277**, (D), p. 765-768.

Rousset C. (1974). Le chevauchement nord-provençal en bordure de la vallée du Rhône : la klippe de Mouriès. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, *Paris*, **279**, (D), p. 647-650.

Rousset C. (1975). Le front chevauchant nord-provençal à la Barben (Bouches-du-Rhône). Interprétation générale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, *Paris,* **280**, (D), p. 2195-2198.

Rousset C., **Jacq** V. et **Magnan** N. (1996). Reconstitution des conditions paléo-environnementales du dépôt du soufre oligocène des Camoins, à Marseille (Bouches-du-Rhône, France) ; rôle des bactéries dans la constitution et dans l'évolution des sédiments d'une lagune continentale aux eaux sulfatées. *Bulletin de la Société géologique de France*, **167**, (3), p. 375-388.

Rutten M. G. (1959). Ignimbrites permiennes de l'Estérel. *Compte Rendu sommaire des Séances de la Société géologique de France,* **1959**, (7), p. 168-169.

Saporta G. de (1862-1872). Études sur la végétation du Sud-Est de la France à l'époque tertiaire. *Annales des Sciences naturelles*, *Botanique* : (4), **XVI** (1862), p. 309-344 ; (4), **XVII** (1862) p. 191-310 ; (4), **XIX** (1863) p. 5-124 ; (5), **III**, (1865) p. 5-151 ; (5), **IV** (1865) p. 5-263 ; (5),**VIII**, (1867) p. 5-135; (5), **IX** (1868, 3e partie) p. 5-61 ; (5), **XV** (supplément, 1872) p. 277-351. (936 p).

Saporta G. de (1864a). Sur les tufs quaternaires des Aygalades et de la Viste. *Bulletin de la Société géologique de France*, (2) **XXI**, p. 495-498.

Saporta G. de (1864b). Sur la découverte d'une Cycadée dans le Tertiaire moyen de Provence. *Bulletin de la Société géologique de France*, (2), **XXI**, p. 314-328.

Saussure H. de (1796a). *Voyage dans les Alpes*. *Second Voyage*, **V**, 496 p. Neuchâtel.

Saussure H. de (1796b). *Voyage dans les Alpes*. *Continuation du Second Voyage*, **VI**, 368 p. Neuchâtel.

Schmidt-Kittler N. et **Storch** G. (1985). Ein vollstandiges Theromyiden Skelett (Mammalia: Rodentia) mit Rennmaus-Anpassungen aus dem Oligozän von Céreste, S. Frankreich. *Senckenbergiana Lethaea*, **66**, p. 89-109.

Schoeller H. (1930). À propos de la région frontale de la nappe de Sicié. *Compte Rendu sommaire des séances de la Société géologique de France,* **1938**, p. 79-81.

Schoeller H. (1938). Sur la présence de Graptolites dans les schistes métamorphiques du Massif des Maures. *Compte Rendu sommaire des séances de la Société géologique de France,* **1938**, p. 147-148.

Serment R. et **Triat** J.-M. (1967). Étude tectonique du granite de Plan de la Tour (Var). *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **IX**, p. 662-669.

Serres M. de (1829). *Tableau des principaux animaux invertébrés des terrains marins tertiaires du Midi de la France*, Montpellier-Paris, 375 p.

Serres M. de (1843). Notes géologiques sur la Provence. *Actes de la Société linnéenne de Bordeaux,* **XIII**, p. 1-82.

Seyler M. et **Boucarut** M. (1978). Données nouvelles sur la lithostratigraphie du massif des Maures le long d'une transversale Réal Martin-Grimaud. *Bulletin du BRGM*, (2), **1968** (1), p. 3-18.

Seyler M. et **Boucarut** M. (1979). Existence d'un paléovolcanisme alcalin et transitionnel dans le massif hercynien des Maures (Var). Etude géochimique des amphibolites et résultats préliminaires concernant la chimie des leptynites. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **XXI**, (1), p. 11-20.

Seyler M. et **Crevola** G. (1982). Mise au point sur la structure et l'évolution géodynamique de la partie centrale du massif des Maures. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **295**, p. 243-246.

Sittler C. (1965). Le Paléogène des fossés rhénan et rhodanien - Études sédimentologiques et climatiques. *Mémoires du Service de la Carte géologique d'Alsace et de Lorraine*, **24**, 392 p.

Stampfli G.M., (1993). Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes ? *Eclogae Geologicae Helvetiae,* **86**, p. 1-45.

Stampfli G.M. (and 5 co-authors) (1998). Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysic*s, **296**, p. 159-204.

Taquet P. (2001). Philippe Matheron et Paul Gervais : deux pionniers de la découverte et de l'étude des os et des œufs de dinosaures de Provence. *Geodiversitas*, **23**, (4), p. 611-623.

Teilhard de Chardin P. et **Lapparent** A.-F. de (1933). Sur la découverte d'un Rongeur du genre *Paramys* dans l'Éocène inférieur de Provence. *Compte Rendu sommaire des Séances de la Société géologique de France*, **1933** (3), p. 26-27.

Tempier C. (1963). Étude tectonique du double pli des Pallières à l'Est de Rians (Var). *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université d'Aix-Marseille,* **VII**, p. 159-173.

Tempier C. (1972). Les faciès calcaires du Jurassique provençal. *Travaux des Laboratoires des Sciences de la Terre, Saint-Jérôme, Marseille*, (B), **4**, 361 p.

Tempier C. (1985). Les plissements du Nord-Ouest de la Basse-Provence, Chaînon d'Éguilles et des Alpilles. Réunion Extraordinaire de la Société géologique de France du 2 au 7 septembre à Marseille. *Documents du BRGM*, **94**, p. 101-110.

Tempier C. (1987). Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bulletin de la Société géologique de France,* (8), **III**, (3), p. 533-540.

Tempier C. et **Durand** J.-P. (1981). Importance de l'épisode tectonique d'âge crétacé supérieur dans la structure du versant méridional de la montagne Sainte-Victoire (Provence). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **293**, (II), p. 629-632.

Termier P. et **Joleaud** L. (1921). Nouvelles observations sur la nappe de Suzette : nappe de recouvrement formées de terrains triasiques issus des Alpes et ayant recouvert à l'époque aquitanienne une partie de la région du Rhône. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **173**, p. 1033-1038.

Termier P. (1927). Nouvelle contribution au problème tectonique de Suzette. *Bulletin de la Société géologique de France,* (4), **XXVII**, p. 57-76.

Terrier M. (1991). Néotectonique de la Provence occidentale (France). *Documents du BRGM*, **207**, 239 p.

Terrier M., **Serrano** O. and **Hanot** F. (2008). Reassessment of the structural framework of Western Provence (France) : consequence on the regional seismotectonic model. *Geodinamica Acta* **21 (**5-6**)**, p. 231-238.

Tessier F. et **Triat** J.-M. (1973). Conceptions nouvelles sur l'origine et l'âge des ocres d'Apt (Vaucluse). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **276**, (D), p. 1135-1138.

Thiele R. (1972). *De la Sainte-Baume au Roc de Candelon : contribution à l'étude géologique du chevauchement sud-provençal*. Thèse de spécialité, Université Paris VI, 333 p.

Thiry M. (and 13 co-authors) (2006). Continental France and Belgium during the Early Cretaceous : palaeoweatherings and palaeolandforms. *Bulletin de la Société géologique de France,* **177**, (3), p. 155-175.

Thomel G. (1967). Sur l'existence de dépôts marins turoniens à l'Est de Sisteron (Basses Alpes). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **265**, (D), p. 403-405.

Toucas A. (1873). Mémoire sur les terrains crétacés des environs du Beausset (Var). *Mémoires de la Société géologique de France*, (2), **IX**, 65 p.

Toucas R. (1869). Description géologique et paléontologique du canton du Beausset (Var) et de ses environs. *Bulletin de la Société géologique de France*, (2), **XXVI**, p. 796-825.

Touraine F. (1960). Œufs d'Oiseaux de très grande taille dans l'Eocène inférieur de Provence. *Bulletin de la Société géologique de France,* (7), **II**, p. 783-789.

Touraine F. (1964). Sur la datation des brèches de la montagne Sainte-Victoire près d'Aix-en-Provence. *Bulletin de la Société géologique de France,* (7), **VI**, p. 127-133.

Touraine F. (1965). Phases terminales et tectogenèse de la montagne Sainte-Victoire. *Bulletin de la Société géologique de France,* (7), **VII**, p. 59-63.

Touraine F. (1966a). Nouvelle correction stratigraphique au sommet du Cengle (Bouches-du-Rhône). *Bulletin de la Société géologique de France,* (7), **VIII**, p. 727-733.

Touraine F. (1966b). *Découverte de l'Oligocène à Montmeyan et dans les ba*ssins tertiaires du Var. *Compte Rendu sommaire des Séances de la Société géologique de France*, **1966**, p. 66-68.

Touraine F. (1967). Les rapports de l'Oligocène avec les structures N-S du Nord-varois. *Bulletin de la Société géologique de France,* (7), **IX**, p. 530-536.

Touraine F. (1968). À propos d'une communication de MM Buser et Pachoud sur le forage d'Éguilles (Bouches-du-Rhône). *Compte Rendu sommaire des Séances de la Société géologique de France*, **2**, p. 66-67.

Touraine F. (1969). Sur la datation de la principale surface d'érosion tertiaire en Provence. *Compte Rendu sommaire des Séances de la Société géologique de France*, **1969**, (6), p. 205-207.

Touraine F. (1970). Sur une contestation de l'âge oligocène des couches terminales du Cengle (Bouches-du-Rhône). *Compte Rendu sommaire des Séances de la Société géologique de France,* 1970, **(4)**, p. 113-114.

Touraine F. (1975). Réaffirmation de l'âge oligocène des assises du sommet du Cengle, à l'Est d'Aix-en-Provence (Bouches-du-Rhône). *Compte Rendu sommaire des séances de la Société géologique de France,* **1975**, p. 153-155.

Touraine F. (1976). L'Oligocène nord-varois : nouvelle mise au point. *Géologie Alpine*, **52**, p. 115-133.

Toutin N. (1980). *Le Permien continental de la Provence orientale (France)*. Thèse, Nice, 2 tomes, 594 p.

Toutin-Morin N. (1992). The Permian carbonates in Provence (Southeastern France). *Carbonates and Evaporites*, **7**, (2), p. 108-121.

Toutin-Morin N. et **Bonijoly** D. (1992). Structuration des bassins de Provence orientale à la fin de l'ère Primaire. *Cuadernos de Geología Iberica*, **16**, p. 59-74.

Toutin-Morin N. **Bonijoly** D. **Brocard** C. **Dardeau** G. et **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*, **1993**, n° 2, p. 3-22.

Triat J.-M. (1979). *Paléoaltérations dans le Crétacé supérieur de Provence rhodanienne*. Thèse, Marseille, 313 p.

Triat J.-M. **Odin** S. et **Hunziker** J.-C. (1976). Glauconies crétacées remaniées dans le Paléogène continental des bassins d'Apt et Valréas (Vaucluse) : analyses sédimentologique et géochronologique d'un remaniement. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **XVIII**, p. 1671-1676.

Tricart J. (1954). Périglaciaire et fluvio-glaciaire. Essai de corrélations du Quaternaire durancien. *Centre de documentation cartographique du CNRS*, *Études et Mémoires*, **4,** p. 171-202.

Truc G. et **Demarcq** G. (1967). Éocène supérieur et Oligocène de Péréal (La Débruge-Sainte Radegonde, près d'Apt, Vaucluse). *Bulletin de la Société géologique de France,* (7), **IX**, p. 504-510.

Tronchetti G. (1981). *Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien-Santonien)*. Thèse, Marseille, 559 p.

Valeton I. (1966). Sur la genèse des gisements de bauxite du Sud-Est de la France. *Bulletin de la Société géologique de France,* (7), **VIII**, p. 685-701.

Vasseur G. (1894). Compte-rendu d'excursions géologiques aux Martigues et à l'Estaque (Bouches du Rhône). *Bulletin de la Société géologique de France*, (3), **XXII**, p. 413-444.

Vasseur G. (1898). Note préliminaire sur la constitution géologique du bassin tertiaire d'Aix-en-Provence. *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, **VIII**, p. 163-171.

Vauchez A. et **Bufalo** M. (1985). La limite Maures occidentales–Maures orientales (Var, France): un décrochement ductile senestre majeur entre deux provinces structurales très contrastées. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **301**, (II), p. 1059-1062.

Vellutini P., **Vincent** P.-M., **Boucarut** M., **Brisset** F., **Bruneton** P. et **Cochemé** J.-J. (1978). Découverte d'une structure en « *cauldron* » dans le massif volcanique de l'Estérel. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, *Paris,* **282**, (D), p. 33-36.

Vially R. and **Trémolières** P. (1996). Geodynamics of the Gulf of Lions : implications for petroleum exploration. *In* Ziegler P. A. & Horvath F. (Eds) : Peri-Tethys Memoir 2, *Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle*, **170**, p. 129-158.

Villeger M. (1984). É*volution tectonique du panneau de couverture nord-provençal (Mont Ventoux, Luberon, Moyenne Durance)*. Thèse de 3e cycle, Université Paris-Sud, 174 p.

Villeger M. et **Andrieux** J. (1987). Phases tectoniques post-éocènes et structuration polyphasée du panneau de couverture nord-provençal (Alpes externes méridionales). *Bulletin de la Société géologique de Franc*e, (8), **III**, (1), p. 147-156.

Villeneuve-Bargemon C. de (1821). *Statistique du département des Bouches-du-Rhône*. Tome Premier, Marseille, 944 p.

Villeneuve-Flayosc H. de (1856). *Description minéralogique et géologique du département du Var et des autres régions de la Provence*. Victor Dalmont éditeur, Paris, 557 p.

Villot E. (1883). Étude sur le Bassin de Fuveau et sur un grand travail à y exécuter. *Annales des Mines*, (8), **IV**, 66 p.

Virgone A. (1997). *Stratigraphie, sédimentologie et dynamique d'une plate-forme carbonatée : le Berriasien supérieur-Valanginien basal de Basse-Provence occidentale (S.E. France)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, Marseille, 196 p.

Vlag P., **Vandamme** D., **Rochette** P. and **Spinelli** C. (1997). Paleomagnetism of the Esterel rocks : a revisit after the thesis of Hans Zijdersveld. *Geologie en Mijnbouw*, **76**, p. 21-33.

Wallerant, F. (1889). *Étude géologique de la région des Maures et de l'Estérel*. Thèse. Paris, 213 p.

Westphal M. et **Durand** J.-P. (1990). Magnétostratigraphie des séries continentales fluvio-lacustres du Crétacé supérieur dans le synclinal de l'Arc (région d'Aix-en-Provence, France). *Bulletin de la Société géologique de France,* (8), **VI**, (4), p. 609-620.

Weydert P. et **Nury** D. (1978). Données nouvelles sur la stratigraphie et la tectonique de la zone méridionale du bassin de Marseille. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **287**, (D), p. 591-594.

Zheng J. S. et 6 co-auteurs (1991-1992). Datation ^{40}Ar-^{39}Ar du magmatisme et de filons minéralisés permiens en Provence orientale (France). *Geodinamica Acta*, **5**, (3), p. 203-215.

Zijderveld J. D. A. (1975). *Paleomagnetism of the Esterel rocks*. Ph.D. Thesis, Utrecht, 199 p.

Zürcher P. (1890). Note sur la continuation de la chaîne de la Sainte-Baume. *Bulletin des Services de la Carte géologique de la France*, **II**, n° 18, p. 321-335.

Zürcher P. (1891). Les zones de plissements de Salernes et d'Aups**.** *Bulletin de la Société g*éologique de France, (3), **XIX**, p. 1178-1201.

Zürcher P. (1893). Note sur les phénomènes de recouvrement des environs de Toulon. *Bulletin de la Société géologique de France*, (3), **XXI**, p. 65-77.

Biographies sommaires

Angelier (Jacques) (1947-2010). Naissance à Alès. Il est élève de l'École normale supérieure de Saint-Cloud de 1966 à 1970, assistant et maître-assistant à la faculté des sciences d'Orléans, puis à l'université Pierre et Marie Curie (Paris), où il est nommé professeur en 1981. Élu membre correspondant de l'Académie des sciences en 1997, il rejoint l'observatoire océanologique de Villefranche-sur-Mer en 2003.

Ses travaux de recherche ont porté principalement sur la tectonique quantitative et la mise au point de méthodes d'analyse de la déformation cassante. Ses recherches sur le terrain l'ont conduit sur des chantiers variés (Grèce, Afrique du Nord, Mexique, Japon, Russie, Taïwan etc.). En Provence, ses travaux ont concerné l'arc triasique de Barjols (thèse de 3e cycle sous la direction de Jean Aubouin), le bassin de Rians-Salernes, ainsi que le bassin oligocène de Marseille (ce dernier en collaboration avec J.-C. Hippolyte, F. Bergerat et D. Nury).

Voir son éloge par F. Bergerat et B. Deffontaines (juin 2010) dans *Géochronique*, n° **114**, p. 10.

Aubouin (Jean). Né le 5 mai 1928 à Évreux (Eure), il étudie à Paris, d'abord au lycée Buffon, puis au lycée Saint-Louis. En 1948, il intègre l'École normale supérieure de Saint-Cloud et prépare sa licence en Sorbonne. Sous la direction de Léon Lutaud, il entreprend un diplôme d'études supérieures sur le massif de Bras et le « *pli du Cannet* » (Var), qu'il soutient en 1951 et obtient l'agrégation en 1952. Nommé assistant à la faculté des sciences de Paris, il soutient en 1958 une thèse de doctorat d'État sur la géologie de l'Épire et de la Thessalie (Grèce) et devient professeur à la faculté des sciences de Paris en 1962.

Revenant à la Provence, il publie avec ses élèves, entre 1962 et 1976, une série de notes de tectonique dans le sillage des travaux de Léon Lutaud et réhabilite les conceptions de Marcel Bertrand sur les grands chevauchements provençaux. De 1960 à 1991, il dirige des recherches sur l'ensemble italo-dinarique, les Cordillères américaines et l'Ouest Pacifique (Japon). Entre 1970 et 1980 il prend part à des campagnes océanographiques sur le *Glomar Challenger* en Méditerranée et dans le Pacifique.

Organisateur de plusieurs colloques, notamment sur les Dinarides (1960, 1970) et les Cordillères américaines (1986), il a été président de la Société géologique de France en 1976 et du 26e Congrès géologique international, qui s'est tenu à Paris en 1980.

Élu membre de l'Académie des sciences en 1981, il est également membre de plusieurs académies étrangères. Fondateur du prix Léon Lutaud de l'Académie des sciences, il est lui même lauréat des prix Viquesnel (1962) et Gaudry (1990) de la Société géologique de France.

Jean Aubouin est auteur ou co-auteur de plusieurs ouvrages d'enseignement de la géologie.

Bernard (Pons-Joseph) (1748-1816). Il naît à Trans, village du Var, proche de Draguignan. Son père, sans doute peu fortuné, est notaire. En 1763 (il a 15 ans), il entre dans la congrégation de l'Oratoire et se passionne pour les sciences exactes et pour la minéralogie. Il va enseigner les mathématiques et la physique expérimentale aux collèges de Toulon, Marseille et Lyon. En 1773, il quitte l'Oratoire pour avoir plus de liberté et pour se consacrer à approfondir l'histoire naturelle de la Provence. Entre 1773 et 1782, il va effectuer diverses études d'agronomie, de géologie et de géographie qui lui permirent de concourir à des prix scientifiques ouverts à l'Académie des sciences de Marseille, mais aussi à celle de Lyon, et aux sociétés d'agriculture d'Aix et de Paris. En septembre-octobre 1780, il fut chargé par la province d'une enquête sur la Durance, dont les crues étaient alors destructrices. En 1778, il devient adjoint du directeur de l'Observatoire royal de la marine de Marseille puis, en 1788, membre des Académies de Marseille et de Lyon et correspondant de l'Académie royale des sciences. Entre 1790 et 1802, il exerça des fonctions d'ingénieur dans les départements du Var et des Alpes-Maritimes et dirigea, à ce titre, une importante série de relevés d'arpentages et de plans cadastraux.

Lire sa biographie détaillée par François Ellenberger (1986) : Les premiers travaux géologiques en Provence. *Travaux du Comité français d'Histoire de la* Géol*ogie*, (2), **IV**, p. 23-31 et par Georges Pichard (2002) : Pons-Joseph Bernard, un naturaliste provençal du siècle des Lumières. *Ibid*., (3), **XVI** n° 8, p. 133-162.

Bertrand (Marcel) (1847-1907). Né à Paris, fils d'un mathématicien célèbre, secrétaire perpétuel de l'Académie, il entre à vingt ans à l'École polytechnique, puis intègre l'École des mines. Affecté en 1873 comme ingénieur des mines à Vesoul, il profite de son séjour pour découvrir la géologie du Jura. Revenu à Paris en 1878, il est affecté au Service de la Carte géologique de la France où il est chargé du levé des feuilles du Jura qu'il achèvera en 1884.

Ses travaux sur la Provence débutent en 1881, avec le lever de la feuille de Toulon. Ils se poursuivent avec le lever de la feuille de Marseille et sa première étude sur la Sainte-Baume en 1884. Vient ensuite, en 1887 et 1888, la découverte des grands chevauchements du Beausset, de la Sainte-Baume et du massif d'Allauch. En 1891, il met en évidence, avec Philippe Zürcher, le chevauchement du socle toulonnais. À partir de 1884, il mène de pair des recherches sur la Provence et sur les Alpes, notamment dans les zones internes de Savoie, qu'il va explorer personnellement jusqu'en 1895, puis, en 1896, sur l'Oberland bernois avec Henri Golliez. En 1900, Marcel Bertrand guide l'excursion en Provence du 8e Congrès géologique international.

Nommé professeur à l'École des mines en 1886, il est le premier lauréat du prix Fontannes de la Société géologique de France en 1889, société qu'il présida en 1890. Il est élu à l'Académie des sciences en 1896, au fauteuil de minéralogie qu'occupait Louis Pasteur.

Mais, à partir de 1900, des épreuves familiales et une profonde dépression interrompent ses travaux de recherche. Plongé dans une obscurité intellectuelle de plus en plus grande, il s'éteint en 1907, à l'âge de 60 ans, léguant à la postérité, et singulièrement en Provence, une œuvre considérable et féconde.

Voir son éloge par Pierre Termier (1908), *Bulletin de la Société géologique de France*, (4), **VIII**, p. 163-204 ; l'article de Rudolf Trümpy et Marcel Lemoine (1998), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **327**, p. 211-224 ; celui de François Ellenberger (1987) : Travaux du Comité français d'Histoire de la Géologie, (3), **I**, 49-56) ; et l'ouvrage récent de Michel Durand-Delga (2010) : Marcel Bertrand (1847-1907) génie de la tectonique (Presses des Mines, Paris, 185 p.).

Blanc (Jean-Joseph). Né en 1928 à Marseille. Il obtient une licence de sciences naturelles et une licence de chimie et soutient en 1950 un diplôme d'études supérieures de géologie à la faculté des sciences de Marseille, sous la direction de Georges Corroy et Suzanne Fabre-Taxy. Il entre au CNRS en 1951 et s'oriente vers la sédimentologie marine sous l'impulsion de Jean-Marie Pérès, alors directeur de la station marine d'Endoume (Marseille) et soutient en 1956 sa thèse de doctorat d'État sur la *Sédimentologie littorale et sous-marine de Provence occidentale*, sous la direction du professeur André Rivière. Il participe aux premières explorations sous-marines du commandant Cousteau en Méditerranée à bord de la *Calypso*.

Nommé maître de conférences de géologie marine à la station marine d'Endoume en 1961, puis professeur en 1964, il crée le laboratoire de géologie marine et de sédimentologie à la faculté des sciences de Luminy. Il développe alors, avec ses collaborateurs et de nombreux élèves, des recherches de sédimentologie sur le précontinent de Marseille et sur divers littoraux de Méditerranée. Il mène en parallèle des travaux sur la sédimentologie du Turonien de Basse-Provence et sur l'Urgonien et effectue des études plus ponctuelles sur l'Aptien-Albien et l'Oligocène.

Restant très attaché à la géologie du Quaternaire, ses recherches récentes l'amènent à s'intéresser à l'histoire du creusement et des remplissages des systèmes karstiques de Provence.

Jean-Joseph Blanc est l'auteur d'une *Initiation à la géologie marine* (1962) et d'un ouvrage sur la sédimentation des marges continentales actuelles et anciennes (1982).

Bonifay (Eugène). Naissance à Marseille le 25 juillet 1927. Après sa licence de sciences naturelles, il obtient en 1953 à Montpellier un diplôme d'études supérieures sur le Quaternaire de la vallée de l'Huveaune et du bassin de Marseille et il est recruté la même année au CNRS comme stagiaire de recherches. Il soutient à Paris en 1959 sa thèse de doctorat d'État sur *Les terrains quaternaires dans le Sud-Est de la France*. Durant la préparation de sa thèse, et après la soutenance de celle-ci, il collabore avec les Services des ponts et chaussées lors de la réalisation des autoroutes Est et Nord de Marseille et avec Électricité de France pour l'aménagement hydroélectrique de la basse Durance. Au cours de ces travaux, il effectue de nombreuses découvertes concernant les terrains quaternaires, pliocènes et oligocènes recoupés par ces ouvrages. Il participe aux levés des feuilles d'Aubagne-Marseille et de Nice.

Entre 1963 et 1993, il développe de nombreux travaux sur le Quaternaire littoral et sous-marin des régions périméditerranéennes et découvre en première mondiale, avec Jean Courtin, des habitats humains paléolithiques dans la grotte sous-marine des Trémies

à Cassis. Eugène Bonifay sera aussi responsable de programmes internationaux de recherche sur les lacs de maars d'Europe (programmes « Euromaars » et « Géomaars ») et membre du conseil supérieur de la recherche archéologique.

Bordet (Pierre) (1914-1996). Naissance le 4 décembre 1914 à Dijon. Il effectue ses études à Nancy où il obtient sa licence en 1938 et le titre d'ingénieur géologue en 1939. Il est ordonné prêtre en 1945. L'abbé Albert-F. de Lapparent lui propose le sujet de sa thèse, consacrée au massif volcanique de l'Estérel, qu'il soutient en 1951. Initié par Paul Fallot à la cartographie géologique à grande échelle, il contribue d'une manière importante au levé des feuilles à 1/50 000 des massifs des Maures et de l'Estérel, tâche qu'il accomplira jusqu'au milieu des années 1970.

Dans le cadre des travaux du Service de la Carte géologique d'Algérie, il effectue des missions sur le volcanisme du Hoggar réalisées de 1950 à 1953, puis en 1960 et 1961, et guide l'excursion dans l'Atakor du Congrès géologique international d'Alger en 1952.

Ses qualités de montagnard le font choisir comme géologue dans l'expédition française de 1954 au massif du Makalu dans les Himalaya du Népal, dont il dressera une carte à 1/50 000, publiée en 1958. À partir de 1965, il rejoint Albert-F. de Lapparent en Afghanistan, où il mène des travaux cartographiques remarquables sur les hautes chaînes de l'Hindou-Kouch et sur le complexe volcanique plio-quaternaire du Dasht-e-Nawar en Afghanistan central. Il faut aussi mentionner les études de Pierre Bordet sur les massifs cristallins externes des Alpes françaises, qu'il réalisa en collaboration avec son frère Claude.

Pierre Bordet fut, avec Albert-F. de Lapparent, à l'origine de la création de l'Institut géologique Albert de Lapparent (IGAL).

Voir : Christian Montenat (1996), *Géologues*, n° **111**, p. 9-11 [Portrait].

Boucarut (Marc) (1938-2010). Né à Marseille, il étudie au lycée Saint-Charles puis à la faculté des sciences de Marseille où il obtient une licence de sciences naturelles, puis un diplôme d'études supérieures, sous la direction de Simone Gueirard et Georges Corroy. D'abord assistant au laboratoire de pétrologie de Marseille en 1962, il rejoint l'université de Nice dès sa création. Il y exerce en tant que maître-assistant et y soutient sa thèse d'État sur l'Estérel en 1971. Cartographe de talent, il effectue un travail de terrain remarquable sur les séries volcaniques de ce massif dont il renouvelle profondément la connaissance. Il quitte Nice en 1974 pour devenir professeur à l'université de Bordeaux 3, dans l'équipe du professeur Clin. Il va alors participer à des études pluridisciplinaires sur le volcanisme de rift récent du triangle de l'Afar (République de Djibouti). Il entreprit aussi, avec ses élèves, des travaux sur les séries métamorphiques des Maures, du Tanneron et des Cévennes méridionales.

Voir : M. Clin et G. Crevola (juin 2011), *Géochronique*, n° **118**, p. 14-15

Clauzon (Georges). Né à Saint-Étienne en 1937, il effectue ses études universitaires à Aix-en-Provence et est reçu à l'agrégation de géographie en 1961. Il complète sa formation en obtenant une maîtrise de géologie à Marseille en 1970. Sa carrière universitaire se déroule entre 1964 et 2003, entièrement à l'Institut de géographie de l'université de Provence où il occupe successivement, jusqu'à sa retraite en 2003, les postes d'assistant, maître-assistant puis maître de conférences. Ses travaux de recherche portent principalement sur la crise de salinité messinienne en Méditerranée, événement dont il devient un spécialiste internationalement reconnu. Au cours des années 1970 et 1980, il met en évidence en Provence, dans les Alpes-Maritimes et dans le Roussillon les phénomènes érosifs liés à la crise messinienne et les modalités de remplissage des canyons pliocènes. Nouant des collaborations avec divers spécialistes, il participe par la suite à de nombreuses investigations sur les bassins messiniens et les rias pliocènes du pourtour méditerranéen (Espagne, Tunisie), des Balkans (Roumanie, Macédoine) et de Turquie (Dardanelles). Il a collaboré aux levers cartographiques du Néogène et du Quaternaire de diverses feuilles à 1/50 000 du Sud de la France et a été expert consultant du BRGM sur les dépôts plio-quaternaires du Roussillon et du golfe du Lion, de l'ANDRA sur le site pliocène de la ria de la Cèze, et de Total sur l'offshore roumain. Georges Clauzon est lauréat du Prix Fontannes de la Société géologique de France (2007).

Collot (Louis) (1846-1915). Il naît à Saint-Cannat, près d'Aix-en-Provence. Après des études au collège d'Aix, où il se lie d'amitié avec Antoine-Fortuné Marion, il exerce, à partir de 1867, les fonctions de professeur de physique dans les collèges d'Arles et de Draguignan, puis devient préparateur de sciences naturelles à la faculté des sciences de Montpellier. Il entre à l'École supérieure de pharmacie de Montpellier avec les fonctions d'agrégé. Entre temps, il s'adonne activement à la géologie sous la direction du professeur de Rouville et publie, en 1875, une première étude sur le Jurassique de l'Hérault, suivie en 1877, d'une première esquisse de la carte géologique d'Aix-en-Provence. En 1878, il prend part à bord de la *Junon,* en qualité de naturaliste conférencier, à un voyage autour de l'Amérique du Sud, où il retrouve les traces de Darwin et d'Alcide d'Orbigny. Dès son retour à Montpellier, Louis Collot reprend ses travaux de géologie et soutient en 1880 sa thèse sur la *Description géologique des environs d'Aix-en-Provence*.

En 1881, il est nommé suppléant de Charles Lory à la faculté des sciences de Grenoble et l'année suivante il occupe la nouvelle chaire de géologie et de minéralogie qui vient d'être créée à l'université de Dijon. Il devient membre de l'Académie des sciences et belles lettres de Dijon en 1893. Ses recherches en Bourgogne ont porté sur la stratigraphie du Jurassique, le lever de feuilles à 1/80 000 (Dijon et Beaune) et divers travaux de paléontologie et de minéralogie.

Sa nomination à Dijon n'entrava pas ses recherches en Provence. Il se distingua particulièrement par les synthèses stratigraphiques qu'il effectua, jusqu'en 1912, avec la publication de son mémoire sur le Miocène. Acquis aux idées nouvelles de Marcel Bertrand, il apporta une contribution notable à la tectonique des chaînons de la région d'Aix-en-Provence et prit une participation active à la célèbre réunion de la Société géologique de France en Provence, en 1891.

Voir une notice biographique plus complète, par le général E. Jourdy (1916), dans le *Bulletin de la Société géologique de France*, (4), **XVI**, p. 226-248.

Combaluzier (Charles) (1903-1991). Né à Marseille le 3 juillet 1903, il fait ses études à l'École libre de Provence. Après son baccalauréat ès lettres, il mène parallèlement des études de médecine et de sciences naturelles. Ayant opté pour la géologie, il entreprend, sous la direction de Joseph Répelin, une thèse sur le Miocène de Provence, qu'il soutient en 1932. Il participe également au lever de la feuille géologique d'Arles à 1/80 000. Entré au grand séminaire de Marseille en 1923, il est ordonné prêtre le 29 juin 1928. Il sera successivement surveillant, puis professeur au pensionnat du Sacré Cœur (1928-1936), aumônier militaire pendant la guerre (1939-1940), et aumônier du lycée Thiers (1936-1972). À partir des années 1950, il se consacre à l'écriture, publiant de nombreux ouvrages de philosophie religieuse et une *Introduction à la géologie*, parue en 1961 aux éditions du Seuil, qui sera traduite en plusieurs langues. Très attaché au massif du Luberon qu'il avait parcouru pendant l'élaboration de sa thèse, il fait de nombreux séjours à Vaugines (Vaucluse), où il anime, à partir de 1950, et jusqu'à son décès, un important chantier de restauration de l'église Saint-Barthélemy et de ses abords. Sa réflexion religieuse, nourrie par l'œuvre de Teilhard de Chardin, éclaira, bien avant le concile, une jeunesse éprise de renouveau spirituel.

Lire un extrait de l'homélie du père J.-C. Magnan aux obsèques de Charles Combaluzier dans le bulletin religieux : *L'Église aujourd'hui à Marseille* n° **33**, du 15 décembre 1991.

Coquand (Henri) (1811-1881). Il naît à Aix-en-Provence et va effectuer toutes ses études dans cette ville. Il se passionne pour la géologie et publie, en 1835, sa première note au *Bulletin de la Société géologique de France*. Il donne à cette époque un cours de géologie au musée d'histoire naturelle d'Aix et il obtient une double licence en sciences et en droit. Dès 1839, l'Académie d'Aix lui ouvre ses portes. Il est reçu docteur ès sciences en Sorbonne (1841) avec une thèse sur les *Modifications des calcaires en présence de roches ignées* et une deuxième thèse sur les aptychus. Il prend une part active à la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France, tenue à Aix-en-Provence en 1842. En 1849, il épouse Cécile Condrin, une charentaise dont il aura un fils Paul Coquand, qui devint peintre.

Henri Coquand est nommé en 1852 professeur de géologie et minéralogie à la faculté des sciences de Besançon. Il occupe ensuite, en 1859, la première chaire de géologie de la faculté des sciences de Marseille. Il quitte l'université en 1863 et se consacre à des études de géologie minière et pétrolière, sans toutefois abandonner ses recherches stratigraphiques. À la chute du Second Empire, il prit part aux luttes politiques à Marseille. Il entra au conseil municipal en 1871 et y fut élu à quatre reprises jusqu'en 1881, année de sa mort. Son tempérament fougueux l'amena en 1872 à une querelle avec le maire Guinot, qui se termina par un procès.

Décrit comme un homme d'assez grande taille, vigoureux, marcheur infatigable, Henri Coquand fut un explorateur hardi, ce qui l'amena à effectuer de nombreuses missions géologiques hors de France : Maroc et Toscane en 1844, Albanie, Sicile, Espagne (1865-1867). Il se rendit à plusieurs reprises en Algérie où il fut un pionnier de l'étude géologique de la province de Constantine et de l'Oranais. Il fut un des tout premiers à s'intéresser à la géologie du pétrole, ce qui le conduisit à se rendre en Moldavie, Valachie, en Crimée et dans le Caucase.

En France, le nom de Coquand reste attaché à la stratigraphie du Crétacé. On lui doit la création des étages Barrémien, Coniacien, Santonien et Campanien.

En Provence, il entretint des rapports amicaux avec Gaston de Saporta, Philippe Matheron et Antoine-Fortuné Marion. Il fit entrer ce dernier comme préparateur à la faculté des sciences de Marseille. Au même titre que Philippe Matheron, on peut le considérer comme un fondateur de la stratigraphie provençale, notamment celle du Jurassique et du Crétacé.

Voir une notice biographique plus détaillée par Joseph Répelin (1933), *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, **XXVI**, IV, p. 1-11 [Portrait].

Cornet (Cécile) (1930-2010). Née à Paris, elle étudie les sciences naturelles à la Sorbonne et intègre le CNRS en 1955, dans le laboratoire de géographie physique et géologie dynamique. Sous la direction de Léon Lutaud, elle entreprend une thèse de doctorat d'État consacrée à l'É*volution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène*, qu'elle soutient le 11 janvier 1966.

Après sa thèse, elle prend part aux débats sur la tectonique provençale en publiant des études sur le massif de la Sainte-Baume et sur la Basse-Provence orientale, puis elle oriente ses travaux sur la morphogenèse et la néotectonique des Corbières, étendues à l'ensemble du Languedoc méditerranéen. Intégrant en 1984 l'équipe de Pierre Rognon sur les zones arides, elle met en application la télédétection dans l'analyse des phénomènes géomorphologiques récents du Sahara. À sa retraite, elle quitte Paris et s'installe à Auriol (Bouches-du-Rhône) où elle consacra ses activités à la vie culturelle du village et de sa paroisse.

Corroy (Georges) (1895-1981). Il naît à Neufchâteau (Vosges). Après son baccalauréat, obtenu en 1913, il entre à la faculté des sciences de Nancy pour y préparer une licence de sciences naturelles, mais la Première Guerre mondiale interrompt ses études. Il part pour le front de l'Artois, où il est blessé en 1915. Il est cité à l'ordre de l'Armée et reçoit la croix de guerre avec palme. Après la tourmente, redevenu nancéen, il obtient sa licence ès sciences, puis est nommé préparateur à la faculté des sciences de Nancy, chargé de cours de paléontologie. Il soutient en 1924 une thèse de doctorat d'État sur *Le Néocomien de la bordure orientale du bassin de Paris* et devient, un an plus tard, assistant dans le laboratoire de René Nicklès, puis de Paul Fallot.

En 1932, il est candidat à la chaire de géologie de Marseille, laissée vacante par le départ à la retraite de Joseph Répelin, et obtient le poste. Il devient alors le chef de file d'une école autochtoniste qui vise à minimiser l'amplitude des chevauchements provençaux. Ses travaux ont porté principalement sur les massifs de la Sainte-Baume et de la Sainte-Victoire. Il fut nommé en 1945 collaborateur principal du Service de la Carte géologique de la France.

La géologie appliquée tient aussi une grande place dans les travaux de Georges Corroy. Ses recherches hydrogéologiques débutèrent en Lorraine et se poursuivirent en Provence et dans les Alpes-Maritimes. Il prit une part importante aux travaux d'extension du canal du Verdon et à l'étude des eaux thermales d'Aix-en-Provence.

Il réalisa, avec son élève Simone Gueirard, les études géologiques d'implantation du barrage de Malpasset, sur le Reyran, de triste mémoire.

Il fut élu en 1938 doyen de la faculté des sciences de Marseille et assuma cette charge jusqu'au 31 décembre 1944. Brillant professeur, il exerça une influence considérable sur des générations d'étudiants et son enseignement suscita de nombreuses vocations. Ses dernières années furent assombries par la catastrophe de Malpasset (1959) et par la remise en cause de son œuvre en Provence. Officier de la Légion d'honneur (1964), il fut lauréat en 1963 du prix Prestwich de la Société géologique de France.

Voir Suzanne Taxy (1982), *Géologie Méditerranéenne*, **IX**, n°1, p. 3-9. [Portrait].

Darluc (Michel) (1717-1783). Naissance à Grimaud (Var). Attaché dans sa jeunesse à un prince allemand qu'il suit dans ses voyages, il étudie la médecine à Barcelone, puis à Aix-en-Provence pour l'anatomie et la botanique, et à Paris pour la chimie. De retour en Provence, il y exerce la médecine et obtient la chaire de botanique à Aix-en-Provence. Il forme alors le projet d'écrire une *Histoire naturelle de la Provence*, qui parut en trois tomes entre 1782 et 1786, le dernier étant posthume. Décrit comme un homme bienveillant, doux et modeste, il fut affligé de cécité à la fin de sa vie.

Demay (André) (1890-1964). Il naît le 20 novembre 1890 à Montluçon. Toute son adolescence se déroule à Lyon où son père est professeur. Il étudie au lycée Ampère de cette ville et s'y montre un élève brillant. Il est reçu à l'École polytechnique et à l'École normale supérieure et opte pour la première. Major d'entrée de la promotion 1910, il choisit le Corps des mines où il suit les enseignements de Pierre Termier. Nommé professeur à l'École des mines de Saint-Étienne en 1919, il succède en 1931 à Pierre Termier à l'École des mines de Paris, où il reste professeur jusqu'en 1957. Il prend sa retraite en 1960.

André Demay est considéré comme un précurseur de l'analyse tectonique et microtectonique des socles et des phénomènes de granitisation associés. Il consacra la plus grande partie de ses recherches à l'étude de la chaîne hercynienne en France. Outre le massif des Maures, qu'il étudia au début de sa carrière, André Demay effectua des travaux importants sur le Massif central et le Massif armoricain et collabora au levé de cartes géologiques. Il entreprit également des études de géologie minière en Espagne, ainsi qu'en Afrique australe et équatoriale. Décrit comme un homme réservé et solitaire, il se passionna non seulement pour la géologie, mais aussi pour la philosophie, la littérature et les arts.

Voir : Pierre Laffitte (1965), *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **VII**, p. 615-620. [Portrait].

Denizot Georges (1889-1979). Né à Vendôme en 1889, il étudie au lycée Ronsard de cette ville, puis au lycée de Tours. Entre 1908 et 1911, il prépare sa licence de géologie à la Sorbonne, où il est l'élève d'Émile Haug, puis il est boursier d'études à la faculté des sciences de Lyon. Il occupe ensuite divers postes d'enseignant en

collège jusqu'en 1914. Dispensé de service militaire comme soutien de famille, il part néanmoins au début de l'année 1915 et finit la guerre comme sergent du génie. Il est nommé préparateur à la faculté des sciences de Marseille en 1919, au laboratoire de géologie dirigé par Joseph Répelin. Il y achève sa thèse de doctorat d'État sur *Les Formations quaternaires et tertiaires de l'Orléanais*, qu'il soutient en 1926. Il est chargé de cours en 1939, puis, en 1944, professeur à la faculté des sciences de Montpellier où il enseigna jusqu'à son départ à la retraite en 1957.

Ses recherches en Provence furent très diversifiées. Si la stratigraphie du Quaternaire tient une place privilégiée dans ses publications, il apporta cependant, à la faveur de levés cartographiques, des observations intéressantes sur les terrains tertiaires des bassins d'Aix et de Marseille et sur le Crétacé. Sa contribution à l'étude tectonique des massifs provençaux fut moins pertinente en raison de ses conceptions autochtonistes, qu'il partageait avec Georges Corroy. Il s'intéressa également à la tectonique de la Corse et de la Montagne Noire et, durant plusieurs années, à l'étude des bauxites, en qualité d'ingénieur conseil de la compagnie Ugine. Il assura le lever de cartes géologiques à 1/80 000 dans les pays de Loire, en Provence et en Corse. Il est l'auteur d'un petit atlas des fossiles qui fut utilisé par de nombreuses générations d'étudiants en géologie.

Georges Denizot fut président de la Société de statistique de Marseille, de la Société archéologique du Vendômois et membre de l'Académie de Montpellier. En 1969, il présida l'Association des Géologues du Bassin de Paris. Il était chevalier de la Légion d'honneur et titulaire de la croix de guerre 1914-1918.

Voir G. Alcaydé (1982), *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **19**, n° 2, p. 2-8. [Portrait].

Depéret (Charles) (1854-1929). Naissance à Perpignan. Il entreprend des études de médecine à l'École de santé militaire (1873). Promu médecin aide major en 1876, il devient docteur en médecine en 1879. La vie de garnison l'entraîne d'abord en Algérie (1878 à 1880), puis à Grenoble en 1881, où il rencontre Pierre Termier, à qui le liera une profonde amitié. Il séjourne également à Montpellier où le professeur de Rouville fut son guide sur le terrain, ainsi qu'au Val-de-Grâce à Paris ce qui lui donne l'occasion de rencontrer Hébert et Gaudry. Une nomination au 99e régiment d'infanterie, à Lyon, lui permet de rencontrer François Fontannes, dont il devient très vite le collaborateur. Il soutient en 1885, à Paris, sa thèse consacrée à la *Description géologique du bassin du Roussillon*. Il abandonne la carrière militaire et, appuyé par Edmond Hébert, devient, en 1886, chargé de cours à la faculté des sciences de Marseille, où il succède à Louis Dieulafait. En 1888 intervient sa nomination à la faculté des sciences de Lyon, dont il fut le doyen en 1896, et où il enseignera jusqu'à son décès.

Sa carrière scientifique fut brillante et essentiellement dédiée à la stratigraphie des terrains du Tertiaire (on lui doit la définition de l'étage Burdigalien) et du Quaternaire, ainsi qu'à la paléontologie des pectinidés et des mammifères, ces derniers dont il fut un spécialiste éminent et dont il établira les relations phylétiques et les bases de la chronologie. Il s'intéressa également aux dinosauriens du Midi de la France.

Maurice Gignoux, qui fut son élève et son biographe, notait chez Charles Depéret des qualités exceptionnelles d'observateur, rehaussées par un esprit de synthèse remarquable. Il fut un chef de file des délégations françaises aux congrès géologiques internationaux de Vienne (1903) et de Madrid (1926). Nommé collaborateur au Service de la Carte géologique de la France en 1886, il participa au levé de dix cartes à 1/80 000 dont les premières éditions des feuilles de Marseille (en collaboration avec Marcel Bertrand) et de Forcalquier avec Wilfrid Kilian et Franz Leenhardt. Charles Depéret fut membre correspondant de l'Académie des sciences en 1898, puis membre non résidant en 1913.

Pour plus de détails, voir sa biographie par Maurice Gignoux (1930), *Bulletin de la Société géologique de France*, (4), **XXX**, 1043-1073. [Portrait].

Dieulafait (Louis) (1829-1886). Né à Angerville, dans le Calvados. En 1857, il est professeur de physique au collège de Remiremont dans les Vosges. Il se rend ensuite à Toulon, où il effectue des courses dans les chaînons nord-toulonnais et publie ses premiers travaux en 1866. Le Conseil général du Var le charge de dresser la carte géologique du département, œuvre de longue haleine qui l'occupa jusqu'à l'année de sa mort. En 1870, il présente à Paris une thèse de doctorat sur l'Infralias du Sud de la France ; elle lui ouvre les portes de l'enseignement supérieur à la faculté des sciences de Marseille, où il succède en 1872 à Jean Lespès. Il développa des recherches stratigraphiques sur le Trias et le Jurassique de Provence et de Corse. Il a aussi étudié la chimie des eaux et des sols et recherché l'origine de certaines roches cristallines ou sédimentaires comme les phosphates, le gypse et les sels. Il contribua également à l'étude des lignites de Provence.

Élie de Beaumont (Léonce) (1798-1874). Né au château de Canon, près de Mézidon, dans le Calvados, il fait de brillantes études et entre à l'École polytechnique, dont il sort major de sa promotion en 1819, et intègre le Corps des mines. En 1822, Brochant de Villiers le choisit avec Armand Dufrénoy pour dresser la carte géologique de la France à 1/500 000. Ils se rendent d'abord en Angleterre en 1823 pour y étudier les principes suivant lesquels a été établie la carte géologique de ce pays. Commencées en 1825, les explorations se poursuivent jusqu'en 1836. Léonce Élie de Beaumont est chargé du levé de la partie orientale de la France, dont les Alpes et la Provence. La carte voit le jour en 1841, accompagnée d'une importante notice. Auparavant, Élie de Beaumont avait reçu en 1832 la succession de Cuvier au Collège de France puis, en 1835, celle de Brochant de Villiers comme professeur de géologie à l'École des mines. La même année, il fut élu à l'Académie des sciences, dont il devint secrétaire perpétuel en 1853, en remplacement d'Arago. Sa notoriété scientifique et ses qualités d'organisateur le firent nommer président du conseil général des mines en 1861 puis, en 1868, directeur du Service de la Carte géologique détaillée de la France, qu'il avait contribué à faire créer.

En Provence, on peut considérer Élie de Beaumont comme le fondateur de la connaissance géologique des Maures et de l'Estérel.

Voir A. Potier (1875), *Annales des Mines*, (7), **VIII**, p. 259-297, et P. Fallot (1939), *Annales des Mines,* (13), **XV**, p. 75-107.

Fabre-Taxy (Suzanne) (1914-1993). Suzanne Fabre naît à Marseille et, pendant sa jeunesse, passe ses vacances dans la région de La Fare où se forge son goût pour l'histoire naturelle. Après son baccalauréat, elle entre à la faculté des sciences de Marseille où elle obtient une licence de sciences naturelles, puis un diplôme d'études supérieures de botanique en 1935, sous la direction du professeur Jumelle.

Conquise par le brillant enseignement de Georges Corroy, elle se tourne ensuite vers la géologie et soutient en 1940, sous la direction de celui-ci, une thèse de doctorat d'État sur *Le Cénomanien et le Turonien de Basse-Provence*. À la fin de la Seconde Guerre mondiale, elle épouse Marcel Taxy, maître-assistant de physique à la faculté des sciences de Marseille.

Ses travaux de recherche vont porter sur la biostratigraphie du Crétacé et la paléontologie des ammonites et des faunes lagunaires et continentales du Crétacé supérieur de Provence. Elle prend une part active à l'organisation et à la conduite du Colloque sur le Crétacé supérieur (1959) puis de celui sur le Lias (1960). En 1963, elle participe à la révision du stratotype du Bédoulien et coordonne l'excursion dans le Sud-Est de la France du Colloque sur le Crétacé inférieur.

Nommée professeur en 1959, elle prit la direction du laboratoire de géologie historique et de paléontologie de la faculté des sciences de Marseille et contribua grandement à promouvoir ces deux disciplines, réunissant autour d'elle une équipe qui continua son œuvre.

Voir : J. Philip (1993), *Géologie Méditerranéenne*, **XX**, n° 1, p. 3-6. [Portrait].

Floquet (Marc). Naissance en 1946 à Beaune (Côte-d'Or), où il fait ses études secondaires. Ses études supérieures se déroulent de 1965 à 1972 à l'université de Dijon jusqu'à la soutenance de sa thèse de 3e cycle sur la sierra d'Aralar (dans les Pyrénées basques espagnoles). De 1972 à 1974 il est enseignant coopérant au Laos. À son retour en France, il intègre l'Institut des sciences de la Terre de l'université de Dijon en qualité d'assistant et prépare, sous la direction de Pierre Rat, une thèse de doctorat d'État sur la plate-forme nord-castillane au Crétacé supérieur, qu'il soutient en 1990. Après un stage de recherche thématiques à l'université du Colorado à Boulder (Etats-Unis), il est nommé en 1995 professeur à l'université de Provence. Il va alors développer avec ses élèves, et en collaboration avec différentes structures de recherche pétrolière, des travaux novateurs de sédimentologie sur les séries de plates-formes carbonatées du Crétacé supérieur et du Jurassique de Provence, sur le Crétacé supérieur de Syrie et sur le Mississipien du Wyoming (USA) En 2005, il a organisé le 10e Congrès français de sédimentologie à Giens (Var).

Fontannes (François) (1839-1886). Né à Lyon, Charles-François Fontannes étudie au lycée de sa ville natale et obtient son baccalauréat à 16 ans, mais il est contraint par son père de recevoir une formation commerciale. Il étudie en Allemagne, puis en Angleterre, et revient à Lyon pour y commencer une carrière pour laquelle il n'a aucun goût. Retenu en captivité en Allemagne après la guerre de 1870, ce n'est qu'à son retour dans la capitale des Gaules qu'il peut entreprendre des recherches géologiques.

Après avoir accompagné, en 1873, Louis Lortet dans un voyage en Grèce, il décide de suivre les cours de géologie de la faculté des sciences de Lyon et fréquente le Muséum d'histoire naturelle de sa ville natale. Il se met en relation avec Dumortier dont il va bientôt poursuivre l'œuvre. Il se fait remarquer par une description des ammonites de Crussol et, en 1875, par son *Étude sur le vallon de la Fuly* qui sera le premier fascicule d'une longue série d'*Études stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône* (1875-1885). Cette série de huit mémoires constitue une œuvre considérable dans laquelle l'auteur décrit principalement les dépôts néogènes de la vallée du Rhône et de ses annexes, sans oublier ses travaux sur le « *groupe d'Aix* », dans lesquels il s'intéresse également à l'Éocène et à l'Oligocène, étendant ses investigations jusqu'au Bas-Languedoc et à la Provence. En complément de ses études stratigraphiques, François Fontannes publia en outre, par fascicules, deux volumes de recherches paléontologiques sur *Les mollusques pliocènes de la vallée du Rhône et du Roussillon* (1879-1883). Fontannes fut attaché en 1879 au Service de la Carte géologique de la France. Il assura le levé des terrains tertiaires et quaternaires de cinq feuilles à 1/80 000 de Lyon jusqu'à Arles. Il fut lauréat en 1879 du prix Viquesnel de la Société géologique de France. En 1884, l'Institut lui décerna le grand prix de sciences physiques. Travailleur acharné, François Fontannes meurt prématurément, à l'âge de 48 ans, en décembre 1886, des suites d'une maladie contractée sur le terrain lors des pluies torrentielles de novembre 1886. Peu avant sa mort, il institua un legs en faveur de la Société géologique de France destiné à fonder le prix de géologie stratigraphique qui porte son nom.

Voir son éloge par Henri Douvillé (1889), *Bulletin de la Société géologique de France*, (3), **XV**, n° 6, p. 470-489 [Portrait].

Fournier (Eugène) (1871-1941). Né à Saint-Brieuc, il effectue ses études, d'abord au lycée de Bayonne, puis au lycée de Marseille en 1888. Après un échec en deuxième année de mathématiques spéciales à Paris, il revient à Marseille et suit assidûment les enseignements de Gaston Vasseur. Il est licencié ès sciences en 1894, puis nommé collaborateur au Service de la Carte géologique de la France, en charge du levé des terrains du Permien et du Secondaire de la feuille Cahors à 1/80 000. Il effectue en 1895 un voyage au Caucase, d'où il revient avec les matériaux d'une thèse de doctorat ès sciences naturelles en géologie, qu'il soutient en Sorbonne en 1896. Il est nommé la même année chargé de cours de géologie à la faculté des sciences de Besançon. En 1914, sa mobilisation aux armées interrompt son activité de cartographe qui s'était exercée sur les feuilles du Sud-Ouest de la France et de la bordure occidentale du Massif central. Il est promu collaborateur principal en 1919 et il s'attachera désormais à la révision des feuilles géologiques du Jura.

Il fut le doyen de la faculté des sciences de Besançon de 1918 à 1921, où il enseigna jusqu'à sa retraite en 1935. Parmi ses premiers élèves, il eut Jacques Deprat, qu'il recruta de 1905 à 1909 à la faculté comme chargé de cours non rémunéré.

Les recherches d'Eugène Fournier eurent pour thèmes la tectonique, l'hydrogéologie et la préhistoire. La Provence tint une place particulière dans ses travaux puisqu'il s'y distingua comme un partisan de la théorie des plis sinueux et par son opposition systématique aux interprétations structurales de Marcel Bertrand. Il s'intéressa aussi

à la tectonique des Pyrénées et du Jura. Dans cette dernière région il prit une part notable au développement des recherches en hydrogéologie karstique et il fut un grand précurseur de la spéléologie en Franche-Comté.

Voir sa biographie détaillée par Maurice Dreyfuss (1942), *Bulletin de la Société géologique de France*, (5), **XII**, p. 209-228.

Goguel (Jean) (1908-1987). Né à Paris, son père fut professeur d'histoire à la Sorbonne et doyen de la faculté de théologie protestante de la capitale. Polytechnicien de la promotion 1926, Jean Goguel en sort dans le Corps des mines. En 1931, il est affecté au Service de la Carte géologique de la France. C'est dans ce cadre qu'il effectue l'étude tectonique des chaînes entre Bléone et Var, d'où il tire une thèse soutenue en 1937. Par la suite, il devient directeur adjoint de ce service en 1940, puis directeur de 1953 à 1968, année de sa fusion avec le BRGM dont il devient vice-président, chargé de l'inspection générale de la carte géologique. Il fut professeur à l'École des mines et membre d'un grand nombre d'organismes scientifiques français et étrangers, dont il assura souvent la présidence.

Jean Goguel fut un homme de terrain et un cartographe. Les Alpes et la Provence tiennent une place importante dans son œuvre scientifique. Bien qu'à l'aise dans le domaine de la stratigraphie, il fut un tectonicien hors pair, ce que prouve sa thèse, ses travaux sur les nappes briançonnaises et les chaînes provençales et la publication de deux ouvrages, une *Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre* (1942, rééditée en 1949) et un *Traité de tectonique* (1952). Il est considéré comme un fondateur de la géothermie à l'échelle mondiale et ses apports à la géophysique (particulièrement la gravimétrie) furent notables. Il fut expert dans nombre de domaines de géologie appliquée comme la tenue des ouvrages d'art : mines, tunnels ou barrages, et il apporta une contribution essentielle au problème du stockage des déchets nucléaires.

De nombreuses distinctions honorèrent sa carrière scientifique : Officier de la Légion d'honneur (1959) et Commandeur de l'Ordre national du mérite (1976) il fut lauréat du prix Prestwich (1957) et du prix Gaudry (1978) de la Société géologique de France, dont il assura la présidence en 1951.

Pour plus d'informations, voir Hubert Pélissonnier (1987), *Annales des Mines*, n° **194**, n° 4-5, p. 5-11 [Portrait]

Gouvernet (Claude) (1908-1975). Il enseigne d'abord les sciences naturelles au lycée de Marseille puis obtient l'agrégation. Élève de Georges Corroy, il entreprend en 1939 l'étude des collines de Bandol et de la région de Toulon et publie, en 1963, sa thèse de doctorat d'État sur la structure de la région toulonnaise. En tant que collaborateur du Service de la Carte géologique de la France, il participe aux levés des deuxièmes éditions des cartes géologiques de Toulon et de La Ciotat à 1/50 000. Ses travaux de tectonique sont marqués par le concept d'autochtonie des structures provençales dont Georges Corroy était l'ardent défenseur et dont il fut l'héritier.

Nommé professeur à l'université de Provence, Claude Gouvernet s'orienta vers des études de géologie appliquée. Comme géologue conseil des *Tuileries de Marseille et de la Méditerranée*, il a dirigé l'exploitation des carrières d'argiles de Saint-André et Saint-Henri (Marseille). Ses travaux d'hydrogéologue l'amenèrent à participer grandement à la reconnaissance, l'aménagement et l'exploitation des ressources en eau de la Provence.

Gras (**Scipion**) (1806-1873). Né à Grenoble, il entre à l'École polytechnique en 1824, puis intègre l'École des mines pour devenir, après diverses affectations, ingénieur en chef des mines à Grenoble. Il parcourt les Alpes, rédigeant les cartes et notices géologiques et statistiques des départements de la Drôme (1835), des Basses-Alpes (1840) et du Vaucluse (1862), travaux auxquels il faut ajouter une carte géologique du département de l'Isère en 1863. Il fut un précurseur de l'étude géologique de la Haute-Provence et de la Crau. En tant qu'ingénieur des mines, il s'est intéressé au « *terrain anthracifère* » du Briançonnais en 1834, puis à celui de la Savoie, auquel il consacra un mémoire en 1854. Il publia aussi des notices sur les mines du département de l'Isère et de l'Oisans et, en 1862, une étude sur l'assainissement du littoral de la Corse. Il est également connu pour ses travaux sur les torrents alpins et les mesures de protection à prendre à leur égard, ainsi que pour son *Traité élémentaire de géologie agronomique et ses applications* (1870). Il fut également conservateur du muséum d'histoire naturelle de Grenoble et il s'occupa, avec son frère Albin, des collections de géologie qui y étaient en dépôt.

Voir sa notice par Jacques Debelmas (2011), *L'exploration géologique des Alpes franco-italiennes*, Presses des Mines, p. 221, 2011.

Gueirard (**Simone**) (1921-2006). Élève de Georges Corroy, elle entre en 1945 comme aide technique au laboratoire de géologie de la faculté des sciences de Marseille, puis y devient assistante. En 1947, elle soutient un diplôme d'études supérieures sur les bassins d'effondrement du massif de Carpiagne, à l'Est de Marseille, puis commence une thèse d'État sur les terrains cristallins du massif des Maures, tout en complétant sa formation de pétrographe à Paris, au Muséum national d'histoire naturelle, sous la direction d'Élisabeth Jérémine, puis à la Sorbonne sous celle de Jean Jung. Après la soutenance de sa thèse (1957), elle dirige plusieurs diplômes d'études supérieures et thèses de 3e cycle sur le socle cristallin et les terrains volcaniques de Provence. Nommée maître de conférences, puis professeur à la faculté des sciences de Marseille (Saint-Jérôme), elle crée, à la fin des années 1960, le laboratoire de pétrologie et s'entoure d'une équipe qui va développer des recherches sur les ensembles volcaniques de Provence, de Corse et de Sardaigne.

Pendant sa retraite, elle partagea son temps entre sa propriété de Lorgues, dans le Var, et Marseille, où elle était fidèlement attachée à la paroisse Saint-Calixte, y consacrant une grande partie de ses activités de bénévolat.

Guieu (Gérard) (1934-1996). Né le 30 avril 1934 à Marseille, il effectue ses études secondaires au lycée Saint-Charles. Il obtient sa licence de sciences naturelles en 1957 et son diplôme d'études supérieures sur la tectonique du massif d'Allauch en 1962, sous la direction de Georges Corroy. Il occupe ensuite les fonctions d'assistant puis de maître-assistant au laboratoire de géologie appliquée dirigé par Claude Gouvernet. Il prépare, sous la direction de ce dernier, une thèse sur la *Tectonique de la région de Marseille*, qu'il soutient en 1968. Il est nommé en 1972 maître de conférences à l'université de Dakar. À son retour en France (1976) il succède à Claude Gouvernet à la tête du laboratoire de géologie structurale et appliquée de l'université de Provence, où il enseignera jusqu'à sa retraite prise en 1994.

La tectonique provençale tient une place prépondérante dans l'œuvre de Gérard Guieu et son apport a été très fécond. Il s'est intéressé également aux bassins salifères ouest-africains, à la tectonique de la Corse alpine et à l'histoire cénozoïque de la Méditerranée nord-occidentale. Il fut l'artisan principal du levé des feuilles géologiques à 1/50 000 de la région marseillaise. Il signa également le levé de deux cartes en Corse orientale. Il est co-auteur du guide géologique *Provence* (Masson éd., 1979) et de la première édition de *Découverte géologique de Marseille et de son décor montagneux* (1996). Considéré comme le chef de file d'une école marseillaise qui sut rompre avec les conceptions autochtonistes de la Provence, il fut, en 1985, l'organisateur de la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Marseille, qui commémora le centenaire de la découverte des nappes de charriage en Provence par Marcel Bertrand.

Voir son éloge par Jean Philip (1996), *Géologie Méditerranéenne*, **XXIII**, n°1, p. 3-9 [Portrait], ainsi que par Jean Ricour et Jacques Rouire (1997), *Géochronique*, n° **61**, p. 29.

Haug (Émile) (1861-1927). Il naît français à Drusenheim, près de Niederbronn (Bas-Rhin) et fait toutes ses études à Strasbourg, d'abord au lycée, puis à l'université, devenue allemande en 1870. Il y est attiré par les sciences naturelles et la géologie. Remarqué par ses maîtres, il devient préparateur et entreprend une thèse sur les ammonites, qu'il soutient en 1884. Participant à des mouvements étudiants pro-français et inquiété par la police allemande, il quitte l'Alsace en 1887 pour se réfugier à Paris. Il demande et obtient sa réintégration dans la nationalité française et recommence le cycle de ses études. Il obtient sa licence ès sciences en 1888 et est reçu docteur ès sciences en 1891, avec un travail de thèse sur les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Élève d'Edmond Hébert, puis d'Ernest Munier-Chalmas, il succéda en 1904 à ce dernier dans la chaire de géologie de la Sorbonne qu'il occupa jusqu'à sa mort.

Il débuta ses recherches sur les Alpes en 1888 et les poursuivit très activement en collaboration avec Wilfrid Kilian, Maurice Lugeon et Pierre Termier jusqu'en 1904, participant aussi au levé de nombreuses feuilles géologiques à 1/80 000 de la chaîne. Il interrompit son travail sur les Alpes pour rédiger son célèbre *Traité de Géolo*gie en quatre volumes, paru de 1907 à 1911, qui fait la somme des connaissances de l'époque. À partir de 1910, et jusqu'à l'année de son décès, il aborda l'étude de la Basse-Provence. Ses recherches firent l'objet de deux importantes monographies. Il entreprit également la révision des feuilles à 1/80 000 de la région et se consacra, avec ses élèves, à des levers à 1/10 000 pour l'établissement des feuilles à 1/50 000

de Toulon, La Ciotat et Marseille-Aubagne. Élu à l'Académie des sciences en 1917, Émile Haug fut deux fois lauréat de la Société géologique de France : prix Viquesnel (1893) et prix Gaudry (1914).

Voir sa biographie par Charles Jacob (1928), *Revue générale des Sciences*, mai 1928, 38 p., et par Léon Lutaud (1958), *Bulletin de la Société géologique de France,* (6), **VIII**, p. 377-396 [Portrait].

Kilian (Wilfrid) (1862-1925). Né à Schiltigheim, près de Strasbourg, dans une famille protestante, il passe son enfance en Alsace. Attiré par les sciences naturelles il fréquente le musée d'histoire naturelle de Strasbourg et fait la connaissance d'Émile Haug, également passionné de géologie, avec lequel il tisse de solides liens d'amitié. Fuyant l'occupation allemande, la famille s'installe à Paris en 1878. Kilian étudie la géologie sous la direction d'Edmond Hébert, et fréquente aussi l'École des mines. Il y rencontre Marcel Bertrand qui l'emmène en Andalousie dans le cadre d'une mission d'étude, à la suite du séisme du 25 décembre 1884. Sur la proposition d'Hébert, la municipalité de Paris lui alloue une aide pour effectuer une thèse sur la montagne de Lure, qu'il soutient en 1888.

Cette thèse révèle en Kilian un stratigraphe et un structuraliste hors pair établissant, sur des bases paléontologiques, la stratigraphie du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur, ainsi que les grandes lignes de la tectonique du massif.

Ces qualités le font désigner (1889) à la succession de Charles Lory à l'université de Grenoble. Commence ainsi une carrière extraordinairement active et fertile pour la géologie des Alpes, tant pour l'affinement des connaissances que pour la cartographie qui s'ensuivit.

Wilfrid Kilian fut deux fois lauréat de la Société géologique de France (prix Fontannes et Gaudry) et de l'Académie des sciences, dont il devint membre en 1919. Il fut aussi doyen de la faculté des sciences de Grenoble pendant 22 ans. Son fils, Conrad (1898-1950), s'illustra dans la géologie du Sahara.

Pour plus d'informations voir : Charles Jacob (1926), *Bulletin de la Société géologique de France*, (4), **XXVI**, p. 163-184 [Portrait]; Jacques Debelmas (2011), *op. cit*., p. 223-224, 2011.

Lanquine (Antonin) (1877-1955). Il naît à Paris le 31 juillet 1877 dans une famille d'origine languedocienne et catalane. Après sa licence obtenue à la faculté des sciences de Paris, il entre comme préparateur au laboratoire de géologie dirigé par Émile Haug. Toute sa carrière se déroula à la faculté des sciences de Paris, jusqu'à sa retraite en 1949. Il fut chef de travaux pratiques en 1918 et maître de conférences au SPCN et à l'École centrale en 1932. Vers 1907, il accompagne Émile Haug en Provence et entreprend, sous la direction de ce dernier, une thèse sur le Jurassique des chaînes provençales, qui fut publiée sous forme de deux mémoires distincts parus successivement en 1929, puis en 1935. Dans le même temps, il aborde avec Wilfrid Kilian et Léon Bertrand l'étude tectonique des chaînes des Alpes-Maritimes et du

Haut-Var. À l'École centrale, sa collaboration avec Léon Bertrand s'étend à l'étude des argiles et terres réfractaires en vue de leur utilisation industrielle.

La carrière scientifique d'Antonin Lanquine est jalonnée de solides contributions à la stratigraphie et à la géologie appliquée. Son nom reste attaché à la stratigraphie et à la paléontologie de la série jurassique du Sud-Est de la France. Du point de vue tectonique, il sut, dans les années 1930, prendre du recul avec les conceptions nappistes d'Émile Haug et de Léon Bertrand qu'il avait adoptées au début de ses recherches.

Antonin Lanquine fut collaborateur du Service de la Carte géologique de la France, géologue conseil des entreprises de céramique en France, président de la Société géologique de France (1932), lauréat de l'Institut (prix Delesse, 1935) et commandeur de la Légion d'honneur (1948).

Voir sa biographie détaillée par Léon Lutaud (1956), *Bulletin de la Société géologique de France*, (6), **VI**, p. 775-788 [Portrait].

Lapparent (Albert-Félix de) (1905-1975). Petit-fils du célèbre géologue Albert de Lapparent, il naît à Le Mont-Dieu, dans les Ardennes. Sa famille se réfugie à Paris en 1914 où il fait ses études secondaires. Passant ses congés dans les Alpes-Maritimes, il pratique l'alpinisme dans les grands massifs alpins (Viso, Écrins, etc.) mais explore aussi les montagnes de la Haute-Provence. Il est ordonné prêtre en 1929 et entreprend seulement alors des études de géologie à la Sorbonne.

En 1931, Charles Jacob et Antonin Lanquine lui proposent un sujet de thèse sur la géologie des régions provençales et alpines entre le Var et la Durance, mémoire qu'il soutient en 1938.

Il entre alors en 1941 au CNRS comme chargé de recherches. En l'absence du père Teilhard de Chardin, retenu en Chine, il est nommé chargé de cours à l'Institut catholique de Paris et y devient professeur en 1943. Après la Libération, il reprend ses recherches en Basse-Provence orientale et participe à des levés sur la feuille Draguignan. En 1946, il fait connaissance avec le Sahara où il réalise de nombreuses missions en s'intéressant particulièrement au « *Continental intercalaire* ».

À partir de 1961, il participe à d'importants programmes de recherches du CNRS en Asie du Sud-Ouest (Himalaya, Pakistan), et surtout en Afghanistan dont il publiera, en 1972, une esquisse géologique.

Albert-F. de Lapparent a été lauréat du prix Viquesnel de la Société géologique de France, qu'il a présidée en 1960 et fut nommé correspondant de l'Académie des sciences en 1970.

Voir Pierre Bordet (1977), *Mémoire de la Société géologique de France,* h.s., n° **8,** p. 7-18.

Leenhardt (Franz) (1846-1922). Naissance à Marseille. Son père, industriel à Sorgues (Vaucluse), l'envoie tout jeune faire ses études à Lausanne, où il se lie avec Louis Bridel, pasteur de l'Église libre, qui exerça sur lui une profonde influence.

Revenu à Montpellier, il y obtient le baccalauréat ès lettres et le baccalauréat ès sciences. Ses parents l'orientent vers l'École centrale des arts et manufactures mais, profondément religieux, il choisit de poursuivre sa formation à la faculté de théologie de Montauban. Il complète ses études à la faculté de théologie de Strasbourg, puis fait un long séjour dans les universités de Berlin et Tübingen. Revenu en France, il soutient à Montauban une thèse de théologie sur *L'idée de Création d'après Richard Rothe*. Le Conseil de la faculté de théologie de Montauban le sollicite alors pour assurer un enseignement de sciences naturelles, ce qui l'amène à s'installer avec sa jeune épouse à Montpellier pour y préparer une licence. Celle-ci obtenue, il se spécialise dans l'étude de la paléontologie et de la géologie, sous l'impulsion du professeur Paul de Rouville. Il effectue son premier enseignement à Montauban en 1875 et prépare une thèse de doctorat ès sciences sur le Mont-Ventoux, qu'il soutient en 1883. Son intérêt pour le problème des « *origines* » le conduit à s'intéresser à l'anthropologie, dont il va développer l'enseignement à la faculté de Montauban. En 1893, il est nommé professeur titulaire après avoir soutenu une nouvelle thèse de théologie. En 1907, la maladie l'oblige à prendre une retraite prématurée. Il se retire dans la propriété de Fontfroide-le-Haut, sur la commune de Saint-Clément-de-Rivière, près de Montpellier, où il put encore écrire deux livres qui donnent une idée des grandes lignes de sa pensée philosophique sur l'Évolution et sur l'activité créatrice.

Franz Leenhardt fut lauréat (1883) du prix Viquesnel de la Société géologique de France.

Lire aussi : « *Franz Leenhardt naturaliste et théologien* » par le Docteur Louis Perrier, professeur à la faculté libre de théologie protestante de Montpellier, Librairie Fischbacher, Paris, 1924.

Lutaud (Léon) (1883-1964). Né à Paris, mais d'origine mâconnaise, il entreprit d'abord des études littéraires. Lauréat du concours général d'anglais, il obtient une licence d'histoire et de géographie couronnée par un diplôme d'études supérieures sous la direction de Vidal de la Blache. Intéressé par la géographie physique, il perçoit la nécessité de comprendre la structure profonde du sol. Aussi, à 25 ans commence-t-il une licence de sciences naturelles qui lui permet de rencontrer Émile Haug, avec qui il va entamer des travaux de cartographie en Provence. Mobilisé en 1914, il est blessé en Artois en 1916 et renvoyé dans ses foyers.

La paix revenue, il reprend ses recherches en Provence et soutient en 1924 une thèse intitulée É*tude tectonique et morphologique de la Provence cristalline*. Nommé en 1919 chef de travaux à l'École des mines, il entre presque en même temps à la Sorbonne dans le laboratoire de géographie physique de Louis Gentil. Il succède à ce dernier en 1926 et sera à la tête du laboratoire pendant trente ans, ayant Jacques Bourcart et Jean Gandillot comme proches collaborateurs. C'est sous l'impulsion de Léon Lutaud qu'est créée en 1926 la *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*. Pendant l'occupation de la France par les armées allemandes, Léon Lutaud participa activement à la résistance clandestine depuis son laboratoire parisien. Il sortit de cette longue épreuve très affaibli.

L'œuvre de Léon Lutaud se place sous le double signe de la tectonique et de la morphologie. Elle concerne fondamentalement la Provence, mais comprend aussi une

courte phase marocaine, ponctuée par une campagne en 1918 dans la région du R'arb. En Provence, Lutaud fut le premier à insister sur les facilités prétectoniques offertes par la morphologie, celle-ci étant la cause de la localisation du charriage. Les mêmes préoccupations de morphotectonique se retrouvent dans son étude (1948) sur le bassin tertiaire parisien.

Léon Lutaud fut président de la Société géologique de France en 1933. À l'initiative de Jean Aubouin, qui fut son élève, un prix Léon Lutaud, décerné par l'Académie des sciences, récompense des travaux de haut niveau dans le domaine de la tectonique.

Voir son éloge par Jean Aubouin, Jan H. Brunn et Louis Dubertret (1965), *Bulletin de la Société géologique de France,* (7), **VII**, p. 621-630 [Portrait].

Masse (Jean-Pierre). Né le 18 décembre 1940 à Cavaillon (Vaucluse), il passe son enfance à Mollégès, petit village du Nord du département des Bouches-du-Rhône et fréquente l'école primaire du village voisin de Plan-d'Orgon, tout près de la localité d'Orgon qui allait ultérieurement marquer sa carrière scientifique. Il fait ses études secondaires au collège de Cavaillon (il passe alors ses loisirs à parcourir les Alpilles à la recherche d'objets archéologiques), puis au lycée Mistral d'Avignon. Il accomplit ses études universitaires à la faculté des sciences de Marseille puis à la station marine d'Endoume. Dans ce cadre, il effectue des missions scientifiques à Madagascar et en Méditerranée. Au cours de son service national, il est affecté comme professeur d'océanographie à l'École des pêches de Dakar (Sénégal). C'est à ces séjours tropicaux que l'on doit ses travaux sur les sédiments carbonatés actuels.

Revenu à la Provence, il est d'abord collaborateur au BRGM puis, devenu chercheur au CNRS, il entreprend, sous la direction du professeur Jean-Joseph Blanc, une thèse de doctorat d'État sur *Les calcaires urgoniens de Provence*, qu'il soutient en 1976 à l'université d'Aix-Marseille II.

Détaché dans l'industrie pétrolière, il séjourne pendant une année en Tunisie pour travailler sur les séries crétacées de ce pays. En 1986, il rejoint le centre de sédimentologie-paléontologie de l'université de Provence (Aix-Marseille I) pour se consacrer à l'étude des plates-formes carbonatées du Crétacé inférieur et à ses fossiles (algues calcaires, foraminifères et rudistes).

Au cours de sa carrière, il a effectué de nombreuses missions à l'étranger sur le pourtour méditerranéen, la Turquie et l'Oman, dans le cadre de collaborations universitaires ou en relation avec la recherche pétrolière.

Matheron (Philippe) (1807-1899). Il naît le 19 octobre 1807 à Marseille dans une famille de onze enfants. Son père exerçait le métier de géomètre arpenteur et le jeune Philippe Matheron le suivit à maintes reprises dans ses travaux d'arpentage et d'explorations souterraines. Ces excursions éveillèrent son goût pour la géologie et l'amenèrent à commencer le rassemblement de son admirable collection de fossiles. De 1819 à 1826, il est élève à l'École des beaux-arts, puis il s'inscrit aux cours publics de physique, de chimie et de mathématiques, et commence à faire seul de la géologie. En 1831, il entre à la Société de Statistique de Marseille. Durant l'année

1834, Philippe Matheron dispense un cours de paléontologie qu'il continua de donner jusqu'en 1848. Dès 1836, il obtient au concours le poste d'agent voyer en chef des Bouches-du-Rhône, qu'il conserve jusqu'en 1844. Matheron est chargé, comme chef de division, des travaux du tunnel ferroviaire de la Nerthe. En 1848, il dirige les importants travaux d'approfondissement de la rade de Toulon qui lui valurent la Légion d'honneur. En 1857, il est appelé à la construction des chantiers navals de La Seyne. Il jettera aussi les bases de l'exploitation des lignites de Fuveau.

Ses premiers travaux furent publiés en 1832, préludes à une longue série de notes scientifiques qui allait durer près de soixante-dix ans. Si la stratigraphie et la paléontologie des terrains secondaires et tertiaires de la Provence tiennent une place essentielle dans les travaux de Philippe Matheron, il les étendit toutefois au Languedoc et à l'Aquitaine. Il fut nommé membre correspondant de l'Académie de Barcelone en 1836 et de l'Académie des sciences en 1895, dans la section minéralogie.

Voir sa notice biographique par Charles Depéret (1900), *Bulletin de la Société géologique de France*, (3), **XXVIII**, p. 515-525 [Portrait]. On consultera aussi une plaquette publiée en 1983, sous le titre *Ph. Matheron 1807-1899 – 60 ans de géologie provençale*, par le muséum d'histoire naturelle de Marseille, où est déposée sa collection, lors de l'exposition consacrée à Philippe Matheron.

Mennessier (Guy) (1928-1985). Né à Sceaux (Yvelines) le 8 novembre 1928 dans une famille d'enseignants, il étudie au lycée Lakanal de Sceaux, puis au lycée Saint-Louis (Paris) et il est reçu au baccalauréat de mathématiques en 1946. Il obtient une licence ès sciences naturelles en 1950 à l'Institut catholique de Paris. Ses premiers travaux s'effectuent sous la direction d'Albert-F. de Lapparent et portent sur le massif d'Uchaux dont il publie une étude très détaillée en 1950.

Il oriente ensuite ses recherches sur la Basse-Provence orientale, sur les traces d'Albert-F. de Lapparent qui lui confie, dès 1948, les levés de la partie septentrionale de la feuille de Draguignan à 1/50 000. Aidé par une subvention de la fondation Loutreuil de l'Académie des sciences et par la société Péchiney, il développe ses recherches sur le terrain et soutient, en 1957, sa thèse de doctorat d'État dont le sujet concerne l'*Étude tectonique des confins alpino-provençaux entre le Verdon et l'Argens*.

Nommé maître de conférences en 1959 à l'université de Dijon, il est détaché à l'université de Kaboul où il enseignera jusqu'en 1961. Il est ensuite nommé à Lille en qualité de maître de conférences et il sera promu professeur sans chaire dans cette université en 1963 puis deviendra professeur titulaire à la faculté des sciences d'Amiens en 1968.

Guy Mennessier a pris une part prépondérante à l'étude tectonique de la Basse-Provence orientale et au levé des feuilles à 1/50 000 de cette région. Il fut aussi géologue conseil pour l'exploitation de la bauxite du Var. Il a dirigé la mission géologique du CNRS en Afghanistan de 1966 à 1973 et en présida le Comité de direction en 1974 et 1975. Son étude du « *Bloc de Kabul* » (Nord-Est afghan) est considérée comme une contribution de premier ordre à la connaissance géologique de cette région difficile d'accès. Dans les années précédant son décès, il se consacra à la géologie de la Picardie (1980) et aux fossiles de la Craie (1984).

Pfender (Juliette) (1888-1944). Naissance le 8 mai 1888, à la Haye (Pays-Bas), où son père, le pasteur Jules Pfender, exerçait son ministère dans une église réformée de langue française. Avec sa famille, elle vient à Paris en 1892 et y réside jusqu'à son décès. Après des études de licence et un diplôme d'études supérieures, elle fut attachée à la faculté des sciences, d'abord comme préparateur délégué au laboratoire de géologie, ensuite comme assistante titulaire en 1923, poste qu'elle occupa jusqu'à sa mort.

On peut considérer Juliette Pfender comme une pionnière de la micropaléontologie des séries provençales. Élève et fidèle collaboratrice d'Émile Haug, Juliette Pfender avait suivi le maître de la Sorbonne dans ses campagnes de levés sur la Provence et avait ainsi récolté de nombreux échantillons de calcaires dans lesquels elle pratiqua des lames minces qui lui permirent d'effectuer ses découvertes micropaléontologiques et de devenir une spécialiste incontestée des algues calcaires et des foraminifères benthiques du Jurassique et du Crétacé.

C'est à elle qu'incomba la charge, après le décès d'Émile Haug, de la publication du mémoire que le célèbre tectonicien avait consacré au massif d'Allauch.

Voir Charles Jacob (1944), *Compte Rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, séance du 6 novembre 1944, n° 13, p. 155-156.

Philip (Jean). Né en 1939 à Marseille il effectue ses études secondaires au collège Victor Hugo, puis au lycée Thiers. Admis au concours de l'Institut de préparation à l'enseignement secondaire, il obtient sa licence de sciences naturelles en 1961 à la faculté des sciences de Marseille. Nommé assistant au laboratoire de géologie historique, il entreprend, sous la direction de Suzanne Fabre-Taxy, une thèse de doctorat d'État sur *Les Formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien*, qu'il soutient en 1970, et participe aux levés des feuilles géologiques à 1/50 000 de la région.

Il succède à Suzanne Fabre-Taxy en 1974 et crée à l'université de Provence le centre de sédimentologie-paléontologie (qui sera associé au CNRS en 1985), dont le thème principal de recherches porte sur les récifs et les plates-formes carbonatées. À partir de 1978, il effectue des travaux sur les plates-formes carbonatées crétacées du pourtour méditerranéen, d'Arabie saoudite et du Sultanat d'Oman, en collaboration avec des sociétés pétrolières et le BRGM, et dirige de nombreuses thèses sur ce thème. Il prend une part active aux programmes *Téthys* et *Péritéthys* dirigés par Jean Dercourt et, avec Wofgang Schläger, au *Global Sedimentary Geological Program*. De 1994 à 2000, il est directeur de l'UFR sciences de la vie, de la Terre et de l'environnement. En 1999, il crée le musée de paléontologie de l'université de Provence. Il a participé à la rédaction de la deuxième édition du guide géologique *Découverte géologique de Marseille et de son environnement montagneux* (2009).

Lauréat (1991) du prix Fontannes de la Société géologique de France, officier des palmes académiques, il fut organisateur du Congrès européen de sédimentologie à Marseille (1985), président du Groupe français du Crétacé et président de l'Association paléontologique française.

Répelin (Joseph) (1862-1942). Né le 13 septembre 1862 à Évian (Haute-Savoie), il fait toutes ses études secondaires au lycée de Tournon et il obtient le baccalauréat ès sciences à Grenoble, en 1880. Il est nommé en 1883 professeur au collège de Manosque, puis, en 1886, répétiteur au lycée Thiers de Marseille. Il prépare alors une licence ès sciences naturelles puis ès sciences physiques à la faculté des sciences de Marseille. Grâce à l'intervention de Gaston Vasseur, il est détaché en 1891 au Service de la Carte géologique d'Algérie. Pendant quatre années il lève la carte géologique des massifs situés au Sud d'Orléansville (aujourd'hui Chlef), et publie les résultats de ses recherches sous forme d'une thèse de doctorat qu'il soutient en Sorbonne le 26 décembre 1895. Il devient alors collaborateur au Service de la Carte géologique de la France, puis, en 1904, préparateur de Gaston Vasseur à la faculté des sciences de Marseille. Il lui succéda en 1915, à la mort de celui-ci.

Entre 1895 et 1928, il participe au lever de nombreuses cartes à 1/80 000 dans le Sud-Ouest de la France. En Provence, ses recherches seront très diversifiées. Dans le domaine de la tectonique on retient principalement ses travaux sur les massifs de la Nerthe et de la Sainte-Baume, ainsi que ses observations sur la région de la Trévaresse, siège du séisme de 1909. En paléontologie, il eut à cœur de poursuivre l'œuvre provençale de Philippe Matheron et c'est lui qui installa et classa au musée Longchamp la belle collection de Matheron, que la ville de Marseille avait acquise. Joseph Répelin était lauréat de la Société géologique de France (1920), de l'Académie des sciences (1932) et chevalier de la Légion d'honneur.

Une notice biographique plus complète a été rédigée par Georges Corroy (1943), cf. *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, (2), **XVI**, fasc. II, p. 39-57.

Rouire (Jacques) (1920-2009). Né à Millau (Aveyron), il parcourt les Causses en compagnie de son père et prend goût à la géologie. Après une courte carrière militaire (1943-1946), il entre au BRGG (organisme précurseur du BRGM), où il est affecté à l'inventaire national de la spéléologie et à diverses missions de géologie minière, de travaux publics et de cartographie géologique. En 1963, il quitte le BRGGM et intègre le Service de la Carte géologique de la France. Il est affecté à l'université d'Aix-Marseille I dans le service du professeur Claude Gouvernet, alors collaborateur principal de la carte, auquel succède Gérard Guieu en 1975. Jacques Rouire coordonnera les levés de vingt cartes à 1/50 000 de la Provence, six cartes géologiques à 1/250 000 du Sud-Est, et des cartes à 1/50 000 de Corse. Amoureux de la Provence, et particulièrement des calanques, il collabora en 1976 à la première édition du guide géologique *Découverte géologique de Marseille et de son environnement montagneux*.

Voir son éloge par D. Guieu, J. Ricour et R. Monteau (juin 2010). *Géochronique*, n° **114**, p. 9 [Portrait].

Saporta (Gaston) de (1823-1895). Il naît le 28 juillet 1823 à Saint-Zacharie (Var), dans une famille de la noblesse provençale dont les ancêtres étaient originaires de Saragosse en Espagne. Ses goûts l'ont d'abord porté vers les travaux littéraires mais, cruellement frappé, en 1850, par la mort de sa jeune femme, il cherche une diversion dans l'étude plus positive de la botanique et trouve, pour ses débuts, une aide dans les

herbiers formés par son grand-père et son arrière grand-père. À la suite de la découverte d'une empreinte fossile de végétal dans les gypses oligocènes d'Aix, il se met en relation avec Adolphe Brongniart, qui l'encourage à entreprendre des explorations suivies sur ces terrains. Il prospecte ainsi les différents bassins oligocènes du Sud-Est de la France et de l'Aude et rassemble une grande quantité de matériel qu'il va étudier soigneusement pendant de longues années. Commence alors sa collaboration avec Philippe Matheron sur les terrains tertiaires de la Provence, dont il contribue grandement à décrire, avec son ami, la stratigraphie et la paléontologie. Son nom reste attaché à la description de la flore du Tertiaire et du Quaternaire. Il fit cependant quelques incursions sur les flores des dépôts secondaires du Portugal, de Provence et du Bassin de Paris. Fervent disciple de Darwin, avec qui il entretenait une correspondance suivie, il fut un partisan convaincu des théories transformistes et il s'efforça en toute occasion de mettre en lumière les enchaînements que la paléontologie révèle dans le monde végétal. Membre de l'Académie d'Aix-en-Provence depuis 1866, il fut élu correspondant de l'Académie des sciences en 1876.

Voir sa biographie détaillée par René Zeiller (1896), *Bulletin de la Société géologique de France,* (3), **24**, p. 197-232.

Toucas (Aristide) (1843-1911). Il naît au Beausset (Var) le 14 avril 1843. Son père, médecin au Beausset et féru d'histoire naturelle, lui communique très tôt son goût pour la géologie et la recherche de fossiles. Il effectue ses études au collège de Toulon, puis est reçu à Saint-Cyr en 1860. Après avoir pris plusieurs postes de commandement dans diverses villes françaises, il est nommé lieutenant-colonel en 1893. En 1899, il prend le commandement d'un groupe en Algérie, mais après six mois de séjour à Oran, il rentre en France. Une maladie contractée en service, l'oblige à prendre sa retraite. Il vient alors se fixer à Paris pour se livrer entièrement à la géologie, à laquelle il consacrait déjà tous ses loisirs.

Disciple d'Edmond Hébert et d'Ernest Munier-Chalmas, Aristide Toucas s'est distingué par ses descriptions stratigraphiques du Crétacé supérieur du bassin du Beausset, du massif d'Uchaux (en collaboration avec Edmond Hébert), de l'Ariège et des Corbières, ainsi que des terrains du Jurassique et du Crétacé inférieur de la vallée du Rhône et du Poitou. Il prit une part active à la conduite des excursions lors de la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Provence (1891), au cours de laquelle il eut une controverse célèbre avec Marcel Bertrand sur la structure de la région du Beausset.

Le nom d'Aristide Toucas reste attaché à ses remarquables travaux, mondialement connus, sur les hippurites et les radiolites.

Notice nécrologique par Léon Pervinquière (1912), *Bulletin de la Société géologique de France*, (4), **XII**, p. 377-384.

Touraine (Fernand) (1902-1980). Natif de l'Indre, son père était directeur d'école. Après des études à l'École normale d'instituteurs de Châteauroux, il intègre en 1923 l'École normale supérieure de Saint-Cloud et opte pour les sciences physiques, chimiques et naturelles. Dans les années 1930, Fernand Touraine exerce des fonctions de professeur à l'École normale d'instituteurs de Grenoble, s'inscrit à la faculté

des sciences et entreprend des recherches, qui feront l'objet de publications, sur les protozoaires parasites de poissons (Myxosporidies). Pour des raisons de santé il obtient sa nomination à l'École normale d'instituteurs d'Aix-en-Provence et s'adonne alors à la géologie provençale en prospectant des gisements d'œufs de dinosaures et d'oiseaux. Il profite de sa retraite pour se consacrer à temps plein à ses recherches qu'il poursuit de manière continue de 1960 jusqu'à l'année de son décès.

Ses travaux furent à l'origine de débats passionnés sur la stratigraphie des terrains de l'Éocène et de l'Oligocène du bassin d'Aix et des bassins nord-varois.

Voir sa notice nécrologique par Nicolas Théobald (1980), *Annales scientifiques de l'Université de Franche-Comté,* Géologie, fasc. **3**, (4), p. 13-15.

Vasseur (Gaston) (1855-1915). Naissance à Paris. Son enfance est attristée par une série de deuils : la mort de son père, suivie de celle de son frère et de sa sœur. De santé fragile, il vit avec sa mère une grande partie de l'année à Hyères (Var), où il reçoit les leçons d'un précepteur particulier. De bonne heure, il affirme un goût prononcé pour l'histoire naturelle. Sa santé recouvrée, il rentre à Paris pour y terminer ses études et passe avec succès les baccalauréats ès sciences et ès lettres. Il prépare une licence de sciences naturelles à la faculté des sciences de Paris et fréquente la station océanographique de Roscoff pour perfectionner ses connaissances en zoologie. Il emploie tous ses loisirs à se familiariser à l'étude du Tertiaire du Bassin de Paris. Il y fait d'importantes découvertes paléontologiques et décrit, sous la direction de Paul Gervais, de 1873 à 1878, bon nombre de restes de Vertébrés du gypse parisien. Dès 1876, il entreprend, sur les conseils d'Edmond Hébert, l'étude des terrains tertiaires de Bretagne en vue d'une thèse de doctorat ès sciences, qu'il soutient en 1881.

Nommé collaborateur au Service de la Carte géologique de la France, il se voit confier par Auguste Michel-Lévy le lever des feuilles à 1/80 000 du bassin d'Aquitaine, tâche qui l'occupera jusqu'à sa mort. De 1885 à 1889 il publie, avec son cousin Léon Carez, la carte géologique de la France à 1/500 000.

En 1888, il se porte candidat à la chaire de géologie de la faculté des sciences de Marseille, laissée vacante par la nomination de Charles Depéret à Lyon, et obtient le poste. Il va réorganiser le laboratoire de géologie et s'entourer d'un nombre important d'élèves dont certains (Répelin, Blayac, Bresson, Dalloni, Savornin, Maury, Fournier) vont l'aider dans l'accomplissement de ses levers sur les terrains tertiaires du Sud-Ouest et sur les feuilles de la région de Marseille. Auteur de nombreuses découvertes de gisements de mammifères, il constitue une riche collection qu'il dépose au laboratoire de géologie de Marseille.

En Provence, il décrit avec soin des coupes du Crétacé supérieur de Martigues, du Tertiaire du bassin d'Aix, ainsi que des terrains recoupés par les grands ouvrages souterrains de la galerie à la mer et du tunnel du Rove. Il effectue de nombreuses courses avec Marcel Bertrand et prend une part active à la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France qui se tient en Provence en 1891. À la mort d'Antoine-Fortuné Marion, il devient conservateur du muséum d'histoire naturelle de Marseille et obtient de la municipalité l'acquisition de la collection Matheron. Il fonda avec son élève Marius Dalloni la Société archéologique de Provence. Dès son arrivée

à Marseille, il tenta, avec deux collègues, la création d'un institut dont le but principal devait être de former des explorateurs pour les colonies françaises. En désaccord avec les instances de la faculté, il démissionna cependant de ses fonctions à la direction de cet institut. C'est à Gaston Vasseur que revint l'honneur d'avoir obtenu la création du Service géologique de l'Indochine. Il fut deux fois lauréat de l'Académie des sciences et nommé membre correspondant de l'Institut en février 1914.

Voir son éloge par J. Blayac (1916) dans le *Bulletin de la Société géologique de France*, (4), **XVI**, p. 249-285 [Portrait].

Villeneuve-Flayosc (**Hippolyte de**) (1803-1874). Il naît dans une famille provençale sans fortune. Pour payer ses études, il enseigne au lycée de Draguignan en qualité de professeur des classes élémentaires, puis au lycée de Marseille. En 1821, il est reçu à l'École polytechnique, puis entre à l'École des mines de Paris. Il est remarqué par Arago qui lui offre un poste de répétiteur au Collège de France. Il décline l'offre pour exercer le métier d'ingénieur en Provence. En 1828, il est admis à l'Académie de Marseille, dont il deviendra président deux ans plus tard. De 1834 à 1836, il étudie les calcaires à chaux hydraulique et à ciment des Bouches-du-Rhône et crée à Roquefort-La Bédoule la première usine de ciment, ce qui lui vaut la Légion d'honneur. En 1850, il est nommé inspecteur général au ministère de l'agriculture et, en 1852, professeur de législation et économie industrielle à l'École des mines de Paris, où il enseigne pendant dix ans. Il est l'auteur d'une description géologique et minéralogique et d'une carte géologique du Var parus en 1856.

Villot (Ernest) (1834-1897). Naissance à Dijon (Côte-d'Or) dans une famille modeste. Entré en 1853 à l'École polytechnique, il accède au Corps des mines en 1855. Nommé ingénieur à Avignon en 1858, il se fixe bientôt à Marseille où il occupe successivement des fonctions d'ingénieur ordinaire puis d'ingénieur en chef jusqu'en 1886. Il prend alors en charge le secteur minier du Sud-Est de la France mais, dès 1862, il est attaché au Service du contrôle et de l'exploitation des Chemins de fer de Paris à Lyon et à la Méditerranée. En 1886, il est appelé à Paris au titre d'ingénieur en chef du contrôle du chemin de fer d'Orléans. Son œuvre provençale est marquée par une étude sur le bassin de Fuveau publiée en 1883, qui fut à l'origine du projet de galerie à la mer. À l'occasion de cette étude, Ernest Villot créa les étages Bégudien et Rognacien. Il publia également un mémoire sur le bassin houiller du Reyran. Il fut, en 1871, l'un des promoteurs de la Société scientifique et industrielle de Marseille, qu'il présida de 1878 à 1880.

Wallerant (Frédéric) (1858-1936). Il naît à Trith-Saint-Léger (Nord), près de Valenciennes. Après avoir été maître auxiliaire au lycée de Lille, il entre en 1880 à l'École normale supérieure et obtient successivement une licence ès sciences de mathématiques, une licence ès sciences physiques et une licence ès sciences naturelles. En 1883, au sortir de l'École normale supérieure, il enseigne en tant qu'agrégé au lycée de Marseille. De 1884 à 1886, il est chargé de conférences de minéralogie à la faculté des sciences de Marseille, dans le laboratoire de Louis Dieulafait, et prépare

une thèse de doctorat d'État consacrée à l' *Étude géologique de la région des Maures et de l'Estérel*, qu'il soutient en 1889. La même année, il est nommé professeur de géologie et de minéralogie à la faculté des sciences de Rennes. De 1901 à 1903, il est maître de conférences de géologie à l'École normale supérieure et est enfin nommé en 1903 professeur de minéralogie à la Sorbonne, où il enseigne jusqu'en 1933. En 1907, il est élu membre de l'Académie des sciences (section de minéralogie).

Mis à part sa thèse de doctorat, l'œuvre scientifique de Wallerant fut consacrée exclusivement à l'étude de grandes questions de cristallographie physique, théorique et expérimentale.

Voir sa notice nécrologique par Alfred Lacroix (1936), *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, Paris, **203**, p. 137-139.

Zürcher (Philippe) (1853-1929). Ingénieur des ponts et chaussées, il fut attaché à Toulon au Service des travaux hydrauliques de la Marine. Passionné de géologie il y consacra une grande partie de ses loisirs. Entre 1883 et 1895 il assura entièrement les levés des premières éditions des feuilles Draguignan et Castellane à 1/80 000. À partir de 1886, il collabora avec Marcel Bertrand sur divers sujets de tectonique de la région toulonnaise et du Haut-Var et il se montra précurseur sur bien des points. Philippe Zürcher fut président de la Société géologique de France en 1921. Une atteinte de cécité interrompit précocement ses travaux sur le terrain.

Lire son éloge par Pierre Termier (1932) : cf. *Mélanges*, Desclées de Brouwer et Cie, Paris, p. 287-293.

Annexe 1

Manifestations scientifiques consacrées à la géologie de la Provence

- 4 au 17 septembre 1842 : **Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Aix-en-Provence**. Président : H. Coquand**.** *Bulletin de la Société géologique de France*, (1), **13**, p. 405-532.
- 9 au 17 octobre 1864 : **Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Marseille**. Président : H. Coquand. *Ibid*., (2), **21**, p. 441-545.
- 21 au 31 octobre 1877 : **Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Fréjus et à Nice**. Président : P. Matheron. *Ibid*., (3), **5**, p. 735-864.
- 27 septembre au 3 octobre 1891 : **Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Provence**. Président : M. Bertrand. *Ibid*., (3), **19**, p. 1037-1218.
- 17 au 26 septembre 1895 : **Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans les Basses-Alpes**. Présidents : W. Kilian et Ph. Zürcher. *Ibid*., (3), **23**, p. 633-990.
- 10 au 18 septembre 1923 : **Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans le Gard, le Vaucluse et la Drôme**. Président : P. Termier. *Ibid*. (4), **23**, p. 460-546 et *Compte Rendu sommaire des Séances de la Société géologique de France*, **1923**, n° 14, p. 153-171.
- 28 septembre- 6 octobre 1950 **: Réunion géologique en Provence pour commémorer le cinquantenaire des œuvres de Marcel Bertrand**. Organisateur : Georges Corroy. Compte rendu par Suzanne Fabre-Taxy et Simone Gueirard, (1950), *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, (2), **XXI**, fasc. I, p. 3-147.
- 14 au 18 mai 1958 : **Centenaire de la création de la chaire de Géologie de la Faculté des sciences de Marseille**. Organisateurs : Georges Corroy et Claude Gouvernet. Compte rendu par Albert Morel (1959), *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des sciences de l'Université d'Aix-Marseille,* **VI**, p. 5-70.
- 22 au 24 mai 1967 : **Réunion de la Société géologique de France et de l'Association des géologues du Sud-Est à Marseille**. Organisateur : Claude Gouvernet. *Bulletin de la Société géologique de France* (1967), (7), **IX**, n° 4, p. 491-677.

- 2 au 7 septembre 1985 : **Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Marseille : excursion du Centenaire de la découverte des nappes de charriage en Provence par Marcel Bertrand**. Organisateurs : Gérard Guieu, Pierre Arlhac, Patrick Gaviglio, Denise Nury, Jean Philip, Suzanne Raynaud, Claude Redondo, Claude Tempier, Hubert Mercier. Documents du BRGM, n° **94**, 110 p.
- 28-30 mai 1998 : **Réunion spécialisée SGF-BRGM sur la géologie du massif des Maures**. Plan-de-la-Tour (Var).
- 15 et 16 octobre 2004 : **Réunion de l'Association des géologues du Sud-Est à Marseille**, **Colloque « Gérard Guieu »**. Organisateurs : Jean Philip, Yves Glard, Patrick Gaviglio, Georges Kouyoumontzakis, Eugène Antonietti. Livre de résumés, inédit, 32 p.
- 14 et 15 juin 2007 : **Cours et séminaires de la chaire de Géodynamique du Collège de France** : **« Tectonique récente de la Provence : rôle des couches ductiles »**. Organisateurs, : Xavier Le Pichon, Claude Rangin et Olivier Bellier. CEREGE- Europôle de l'Arbois. Livre de résumés, inédit, 26 p.

Annexe 2

Ouvrages généraux, guides géologiques

Aubouin J. (1974). La Provence. In J. Debelmas (Dir.), *Géologie de la France*, vol. II, Doin éditeurs, p. 346-386, 1 carte h. t.

Balme C. (et 14 co-auteurs) (1998). *Découverte géologique du Luberon*, Guide et carte géologique à 1/100 000. Éditions du BRGM, 180 p.

Bordet P. (1966). *L'Estérel et le massif du Tanneron*. Hermann édit., Paris. 114 p.

Bronner G. (2004). De la rade d'Hyères à l'Estérel. Guide Géo*nautique*. Éditions Jeanne Laffitte, Marseille, 56 p., 1 carte à 1/105 000.

Bronner G. (2006). Du delta du Rhône à la rade de Toulon, Guide Géo*nautique*. Éditions Jeanne Laffitte, Marseille, 56 p., 1 carte à 1/250 000.

Bronner G. (2010). *De la Durance aux Monts de Vaucluse, le Parc naturel régional du Luberon*, Géoballade. Éditions Jeanne Laffitte, Marseille, 56 p., 1 carte à 1/200 000.

Campredon R., **Boucarut** M. avec la collaboration de **Faure-Muret** A., **Irr** F., **Kerckhove** Cl., **Lanteaume** M. (1975). *Alpes-Maritimes, Maures, Estérel*. Guides géologiques régionaux, Masson et Cie, Paris, 175 p.

Corroy G. & **Denizot** G. (1943). *Guide géologique de la Provence occidentale*. Hermann et Cie, Paris, 182 p.

Glintzboeckel Ch. & **Horons** O. (1973). *Paysages géologiques de Marseille à Menton*. Éditions du BRGM, 81 p. 1 carte à 1/200 000.

Gouvernet C., **Guieu** G. & **Rousset** C. (1971). *Provence*. Guides géologiques régionaux, Masson et Cie, Paris, 229 p. (2e édition, 1979).

Gueirard S. (1962). *Guide géologique du massif des Maures*. Hermann éditeur, Paris, 78 p., 1 carte h. t.

Guieu G., **Ricour** J. & **Rouire** J. (1996). *Découverte géologique de Marseille et de son décor montagneux*. Éditions du BRGM, 215 p.

Guieu G**., Ricour** J., **Rouire** J., **Philip** J. & **Monteau** R. (2008). *Découverte géologique de Marseille et de son environnement montagneux*. Éditions Jeanne Laffitte, BRGM Éditions, 244 p.

Annexe 3

Cartes géologiques

Cartes à 1/80 000

Aix. *1re édition* (1889) : L. Collot – *2e édition* : G. Corroy, G. Denizot, J. Goguel, A. Lanquine, A.-F. de Lapparent, L. Lutaud, G. Vasseur (1949) – *3e édition* (1967) : 15 auteurs ; coordination J. Rouire.

Antibes. *1re édition* (1881) : A. Potier – *2e édition* (1914) : É. Haug, Al. Michel-Lévy, A. Lanquine – *3e édition* (1967) : P. Bordet, L. Ginsburg, G. Mennessier, S. Gueirard.

Arles. *1re édition* (1889) : F. Fontannes, L. Carez – *2e édition* (1940) : L. Lutaud, Ch. Combaluzier, G. Denizot, J. Goguel, P. de Brun – *3e édition* (1969) : M. A. Bonnet, G. Denizot, C. Gouvernet, É. Colomb, J. Gervais, G. Guieu, C. Froget, M. Roux, F. Catzigras, J. Rouire.

Avignon. *1re édition* (1888) : F. Fontannes, L. Carez – 2e *édition* (1928) : F. Roman, P. de Brun – *3e édition* (1972) : P. Blanc, P. Dubois, D. Baudry, P. Lapeyre, J. Gabert, C. Gouvernet, A. Bonnet.

Castellane. *1re édition* (1895) : Ph. Zürcher – *2e édition* (1936) : J. Goguel, A. Lanquine, A.-F. de Lapparent – *3e édition* (1966) : 31 auteurs ; coordination : Y. Gubler, J. Sigal, J. Goguel, M. Lemoine, M. Gidon.

Digne. *1re édition* (1899) : É. Haug, W. Kilian, L. Bertrand, Ph. Zürcher, D. Martin – *2e édition* (1943) : Y. Gubler, J. Goguel, A.-F. de Lapparent – *3e édition* (1964) : J. Goguel, M. Vuillermoz, M. Lanteaume, M. Lemoine.

Draguignan. *1re édition* (1891) : Ph. Zürcher – *2e édition* (1964) : A.-F. de Lapparent, P. Bordet, G. Mennessier.

Forcalquier. *1re édition* (1893) : Ch. Depéret, W. Kilian, F. Leenhardt – *2e édition* (1934) : J. Goguel – *3e édition* (1965) : J. Goguel, Y. Gubler, J.-M. Belleville, J.-P. Destombes, A. Dorkel, J.-Y. Grégoire.

Le Buis. 1re édition (1896) : F. Leenhardt, W. Kilian, V. Paquier – *2e édition* (1946) : J. Goguel – *3e édition* (1968) : coordination M. Gay, M. Moullade, M. Lorenchet de Montjamont.

Marseille. *1re édition* (1890) : M. Bertrand, Ch. Depéret – *2e édition* (1935) : É. Haug, L. Lutaud, A. Lanquine, J. Pfender, E. Maury, G. Denizot – *3e édition* (1967) : 15 auteurs ; coordination C. Gouvernet, J. Rouire.

Orange. *1re édition* (1887) : L. Carez, F. Fontannes – *2e édition* (1934) : F. Roman, P. Thiéry, P. de Brun – *3e édition* (1968) : 15 auteurs ; coordination : G. Demarcq, Y. Conquy, J. Flandrin, M. Lorenchet de Montjamont.

Toulon. *1re édition* (1887) : M. Bertrand – *2e édition* (1950) : L. Lutaud, A. Lanquine, H. Schoeller.

Cartes à 1/50 000

Aix-en-Provence. *1re édition* (1959) : G. Denizot, G. Corroy – *2e édition* (1969) : F. Catzigras, E. Colomb, J.-P. Durand, G. Guieu, C. Rousset, C. Tempier. Coordination J. Rouire.

Aubagne- Marseille. *1re édition* (1935) : É. Haug, A. Lanquine, E. Maury, G. Denizot, L. Lutaud, J. Pfender – *2e* édition (1969) : G. Guieu, J.-J. Blanc, E. Bonifay, R. Campredon, J.-P. Caron, S. Humbert, J. Philip, S. Taxy-Fabre, C. Tempier, J.-M. Pérès, J. Picard. Coordination, J. Rouire.

Brignoles. *1re édition* (1979) : G. Mennessier, D. Modret, J.-L. Aussedat, R. Thiers, J.-P. Caron, J.-P. Durand, J. Ferrandini, G. Guieu, C. Rousset. Coordination, J. Rouire.

Carpentras. *1re édition* (1975) : J.-J. Blanc, J.-P. Masse, J.-M. Triat, G. Truc, R. Anglada, É. Colomb, G. Clauzon. Coordination, J. Rouire.

Cavaillon. *1re édition* (1966) : C. Germain, M. Liouville, P. de Bouchony, É. Roch, G. Demarcq.

Châteaurenard. *1re édition* (1977) : F. Catzigras, J.-P. Durand, J. Gervais, C. Gouvernet, J.-P. Masse, C. Rousset, J.-M. Triat, G. Truc. Coordination, J. Rouire.

Collobrières. *1re édition* (1969) : G. Mennessier, P. Bordet.

Cuers. *1re édition* (1974) : J.-J. Blanc, J.-P. Caron, C. Choquet, C. Gouvernet, G. Guieu, G. Mennessier, D. Nahon, J. Philip, J. Rouire, C. Tempier.

Digne. *1re édition* (1982) : P.-C. de Graciansky, P. Gigot, G. Durozoy.

Draguignan. *1re édition* (1959) : A.-F. de Lapparent, P. Bordet, G. Mennessier. Coordination, M. Lemoine.

Eyguières. *1re édition* (1975) : F. Catzigras, É. Colomb, J. Gervais, C. Gouvernet, A. L'Homer, J.-P. Masse, C. Rousset, M. Roux, Ch. Glintzboeckel. Coordination : A. L'Homer, J. Rouire.

Fayence. *1re édition* (1966) : P. Bordet, M. Boucarut, J. Debelmas, G. Mennessier.

Forcalquier. *1re édition* (1981) : P. Gigot, G. Thomel, É. Colomb, M. Dubar, G. Durozoy, L. Damiani.

Fréjus-Cannes. *1re édition* (1966) : P. Bordet, G. Mennessier, S. Gueirard, W. Nesteroff – *2e édition* (1994) : N. Toutin-Morin, D. Bonijoly, C. Brocard, J. Broutin,

G. Crévola, G. Dardeau, M. Dubar, J. Féraud, J.-D. Giraud, P. Godefroy, P. Laville, A. Meinesz.

Grasse-Cannes. *1re édition* (1970) : E. Bonifay, P. Bordet, L. Ginsburg, G. Mennessier

Hyères-Porquerolles. *1re édition* (1932) : H. Schoeller, L. Lutaud - *2e édition* (1976) : P. Bordet, H. Chamley, J.-J. Blanc, A. Jeudy de Grissac.

Istres. *1re édition* (1975) : É. Colomb, G. Guieu, A. L'Homer, C. Toni, Ch. Glintzboeckel, J.-J. Blanc, M. Roux, E. Vernier. Coordination : J. Rouire, A. L'Homer.

La Ciotat. *1re édition* (1925) : É. Haug, A. Lanquine, E. Maury – *2e édition* (1977) : J.-J. Blanc, C. Gouvernet, J. Philip, C. Tempier, C. Froget, E. Muschotti. Coordination, J. Rouire.

Les Alpilles. *1re édition* (1960) : G. Denizot, C. Gouvernet. Coordination, M. Lemoine.

Manosque. *1re édition* (1972) : H. Mercier, É. Colomb, P. Gigot, G. Mennessier, J. Gervais, J.-P. Destombes. Coordination, J. Rouire.

Martigues-Marseille. *1re édition* (1963) : L. Lutaud, G. Denizot – *2e édition* (1977) : P. Arlhac, F. Catzigras, É. Colomb, J.-P. Durand, J. Gervais, G. Guieu, J.-P. Masse, D. Nury, J. Philip, C. Rousset, J.-J. Blanc, M. Roux. Coordination, J. Rouire.

Moustiers-Ste-Marie. *1re édition* (1978) : C. Kerckhove, M. Roux, H. Mercier.

Pertuis. *1re édition* (1970) : P. Arlhac, F. Catzigras, É. Colomb, J. Gervais, C. Gouvernet, S. Gueirard, C. Lambert, H. Mercier, D. Nury, C. Rousset, C. Tempier, H. Vincent, P. Weydert. Coordination, J. Rouire.

Reillanne. *1re édition* (1966) : A. Dorkel, J.-Y. Grégoire, J.-M. Belleville, A. Pachoud, J. Savornin, J.-P. Destombes, É. Roch, Ph. de Peyronnet, G. Demarcq.

Saint-Tropez-Cap Lardier. *1re édition* (1967) : P. Bordet, S. Gueirard, W. Nesteroff.

Salernes. *1re édition* (1963) : G. Mennessier.

Salon-de-Provence. *1re édition* (1968) : C. Gouvernet, S. Gueirard, F. Catzigras, É. Colomb, J. Gervais, J.-P. Blanc, T. Busser, C. Lambert, J.-Y. Grégoire, J. Rouire.

Sault-de-Vaucluse. *1re édition* (1973) : J.-J. Blanc, P. Weydert, J.-P. Masse, M. Roux, Ph. de Peyronnet. Coordination, J. Rouire.

Tavernes. *1re édition* (1966) : G. Mennessier, D. Modret.

Toulon. *1re édition* (1924) : É. Haug, Al. Michel-Lévy, A. Lanquine, E. Maury, L. Lutaud – *2e édition* (1969): C. Gouvernet, J.-J. Blanc, J. Philip, J.-P. Caron, C. Coulon, S. Gueirard. Coordination, J. Rouire.

Vaison-la-Romaine. *1re édition* (1987) : Ph. Monier, G. Truc, R. Brasseur, J.-P. Masse, M. Moullade, B. Porthault, J.-M. Triat, R. Ballesio, M. Philippe, G. Clauzon.

Annexe 4

Stratotypes

Aptien. Orbigny (A. d') (1840). *Paléontologie française. Terrains crétacés*. **I**. Céphalopodes p. 631. Localité type : Apt (Vaucluse).

Barrémien. Coquand (H.) (1862). Sur la convenance d'établir dans le groupe inférieur de la formation crétacée un nouvel étage entre le néocomien proprement dit (couches à *Toxaster complanatus* et à *Ostrea couloni*) et le néocomien supérieur (étage urgonien d'Alc. d'Orbigny). *Bulletin de la Société géologique de France*, (2), **19**, p. 531- 541. Localité type : Barrême (Alpes-de-Haute-Provence).

Bédoulien. Toucas (A.) (1888). Note sur le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur de la vallée du Rhône. *Bulletin de la Société géologique de France*, (3), **XVI**, p. 926. Localité type : La Bédoule (Bouches-du-Rhône).

Bégudien. Villot (E.) (1883). Étude sur le bassin de Fuveau et sur un grand travail à y exécuter. *Annales des Mines*, (8), **4**, p. 13. Localité type : La Bégude, près Fuveau (Bouches-du-Rhône). Étage continental, équivalent du Maastrichtien inférieur.

Fuvélien. Matheron (P.) (1878). *Recherches paléontologiques dans le Midi de la France*. 15e partie. Terrains tertiaires, p. 3. Localité type, Fuveau (Bouches-du-Rhône). Étage continental, équivalent du Campanien.

Gargasien. Kilian (W.) (1887). Système crétacé. *Annuaire géologique universel*, **3**, p. 314 ; Note géologique sur la chaîne de Lure (Basses-Alpes). *Feuille des jeunes Naturalistes*, **17**, p. 53.

Rognacien. Villot (E.) (1883). Étude sur le bassin de Fuveau et sur un grand travail à y exécuter. *Annales des Mines*, (8), **4**, p. 13. Localité type : Rognac (Bouches-du-Rhône). Étage continental équivalent du Maastrichtien supérieur.

Urgonien. Orbigny (A. d') (1847). *Paléontologie française. Terrains crétacés*. **IV**. Brachiopodes, p. 269. Localité type : Orgon (Bouches-du-Rhône). Terme abandonné comme nom d'étage, utilisé en Provence comme dénomination de faciès à rudistes, à cheval sur l'Hauterivien supérieur, le Barrémien et l'Aptien inférieur.

Valdonnien. Matheron (Ph.) (1878). *Recherches paléontologiques dans le Midi de la France*. 15e partie. Terrains tertiaires, p. 2. Localité type, Valdonne (Bouches-du-Rhône). Étage continental, équivalent du Campanien.

Vitrollien. Matheron Ph. (1878). *Recherches paléontologiques dans le Midi de la France*. 15e partie. Terrains tertiaires, p. 4. Localité type, Vitrolles (Bouches-du-Rhône). Étage continental, équivalent du Dano-Montien. Terme abandonné comme nom d'étage.

Annexe 5

Géologie et structures universitaires en Provence depuis 1859

- **1859 :** création de la chaire de géologie à la faculté des sciences de Marseille
- **1914 :** installation de la nouvelle faculté des sciences de Marseille et du laboratoire de géologie sur le nouveau campus Saint-Charles.
- **1953 :** Jacques Bourcart crée le laboratoire de géologie sous-marine à Villefranche-sur-Mer.
- **1965 :** création de l'université de Nice (qui deviendra Nice-Sophia-Antipolis) et implantation des laboratoires de géologie.
- **Années 1970 :** éclatement de la géologie marseillaise en trois centres :
    - Saint-Charles (Aix-Marseille I, qui deviendra l'université de Provence) ;
    - Luminy (Aix-Marseille II, qui deviendra l'université de la Méditerranée) ;
    - Saint-Jérôme (Aix-Marseille III, qui deviendra l'université Paul Cézanne).
- **1984 :** création de l'université d'Avignon et des Pays de Vaucluse et du département de géologie-hydrogéologie.
- **1991 :** création à Aix-en-Provence du technopôle de l'environnement Arbois-Méditerranée et du Centre européen de Recherche sur les Géosciences de l'Environnement (CEREGE).
- **2012 :** fusion des trois universités d'Aix-Marseille en une seule entité (Aix-Marseille université) et regroupement des laboratoires de géologie.

Chaires de géologie à la faculté des sciences de Marseille

- 1859-1864 : *Henri Coquand*
- 1864-1882 : *Charles Lespès*
- 1882- 1886 : *Louis Dieulafait*
- 1886-1889 : *Charles Depéret*
- 1889-1915 : *Gaston Vasseur*
- 1915- 1932 : *Joseph Répelin*
- 1932-1965 : *Georges Corroy*
- 1962-1975 : *Claude Gouvernet* (géologie appliquée)
- 1964-1974 : *Suzanne Fabre-Taxy* (géologie historique)

Index alphabétique des auteurs cités

A

Acquaviva M. 266

Agassiz L. 51

Aguilar J.-P. 35, 166, 181, 183, 185, 188, 232, 249, 259, 265

Airaud-Crumière C. 152

Alberti A. von 37

Allègre C. 116, 277

Allemann J. 139, 153-154, 277, 283

Andreani L., 208, 240, 249

Andrieux J. 226-227, 257, 291

Angelier J 161, 172-173, 199-200, 216-217, 249-250, 273-274, 293

Anglada R. 165, 232, 250, 260, 283, 324

Apostolescu V. 164-165, 173, 250

Archiac A. d' 39

Argand E. 88

Argyriadis I. 219, 225, 250, 282, 285

Arlhac P. 235, 250, 320, 325

Arnaud M. 133, 174, 250, 280, 283

Arnaud P. M. 283

Arthaud F. 114, 223-225, 232, 250

Assas N. 206, 250

Aubouin J. 10-11, 108, 110-112, 114, 160, 170-173, 202-204, 206, 208-209, 211, 216-217, 219, 223, 225, 249, 251, 293, 311, 321

Aubuisson de Voisins J.-F. d' 28

Audra P. 187, 269

B

Babinot J.-F. 136, 152, 158-159, 251, 274

Bailey E. B. 92

Ballesio R. 185, 325

Barbaroux C. J. M. 24, 251

Barbaroux L. 112, 250-251

Barbier R. 110, 265

Bard J.-P. 117-118, 251

Bardossy G. 41, 251

Barrier P. 280

Basso A.-M. 123, 251

Bathiard M. 223, 251

Baubron J.-C. 129, 183-184, 251-252

Baudemont D. 128, 223-224, 252

Baudrimont F. 130-132, 252

Bauer H. 257

Beaudoin B. 140, 252, 262

Bellaiche G. 193, 198-200, 252, 269

Bellier O. 237, 257, 259, 272, 320

Bellot J.-P. 117, 119, 252, 275

Bercovici C. 202, 252

Bergerat F. 273, 293

Berger J.-P. 273

Bernard P. J. 18-21, 23-25, 42, 247, 253, 283, 294

Berthier P. 41, 251

Bertrand-Beauvais L. 149, 285

Bertrand-Geslin C. 28, 254

Bertrand L. 66, 273, 308-309, 323

Bertrand M. 9-13, 36, 39-40, 43-44, 46, 48, 53-67, 69, 71, 74-75, 85-88, 90-92, 96, 98-99, 101, 103, 105, 108, 110, 112, 114, 201, 204, 206, 215-216, 218-219, 223, 243-244, 253-254, 266-267, 276-277, 293-295, 297, 302, 304, 307, 315-316, 318-320, 323-324

Besson D. 176-177, 180-181, 187, 254

Biberon B. 210-211, 254

Blanc J.-J. 108, 132, 137, 140, 142, 147, 149, 151, 154-155, 187, 189-190, 193-194, 199-200, 254-255, 295, 311, 324-325

Blanc-Vernet L. 194, 199, 255

Blavoux B. 187, 255

Blayac J. 316-317

Bonifay E. 189-194, 237-238, 254-255, 295-296, 324-325

Bonte A. 144, 148, 255

Bordet P. 32, 70, 96-98, 122, 124, 255, 285, 296, 309, 321, 323-325

Borgomano J. 155

Boucarut M. 114-115, 117, 124-126, 255, 287, 291, 296, 321, 324

Bouloton J. 118, 255

Bourcart J. 197, 256, 310, 329

Bourdier F. 189-192, 256

Brasseur R. 228, 256, 325

Bresson A. 64-65, 256, 316

Brocard C. 130, 256, 290, 324

Brochant de Villiers A. 27, 30, 268, 302

Brongniart Ad. 28, 314

Brongniart Al. 27

Bronner G. 115, 117, 252, 256, 275, 321

Brun P. de 90, 256, 323-324

Brun J.-P. 286

Buch L. von 28

Bufalo M. 115, 291

Bulot L. G., 136-137, 256

Busnardo R. 137, 256, 277

Busser T. 212-213, 256, 325

C

Cabanis B. 125, 276

Cabrol C. 274

Caillère S. 146, 256

Carbonnel G. 172

Carez L. 316, 323-324

Caron J.-P.H. 44, 108, 112-113, 129-130, 132, 217, 219, 257, 324-325

Carrère V. 197, 227, 233, 257

Caruba C. 117-118, 251, 257
Casagrande L. 228-229, 257
Castel M. 167, 257, 267
Catzigras F. 86, 175, 250, 257, 260, 280, 323-325
Champion C. 227, 236, 257
Chardon D. 237, 257, 272
Châteauneuf J.-J. 169, 174, 257-258, 260
Chatelet C. 90, 256
Chatelet H. 158, 258
Cheval F. 183, 258
Chorowicz J. 110-112, 144, 160, 162, 197, 202, 204, 208, 210-211, 217, 220, 227, 233-234, 251, 257-258
Choukroune P. 236, 257
Cita M. B. 185
Clauzon G. 94, 181-182, 184-187, 189, 227, 232, 235-236, 249, 257-259, 297, 324-325
Clottes J. 194, 259
Cojan I. 158-159, 163, 257, 259-260
Colletta B. 211, 227, 286
Collina-Girard J. 193-195, 199-200, 238, 259-260
Collot L. 9, 17, 42, 45-47, 53, 56, 64, 75-77, 79-80, 82-83, 86-87, 91, 103, 142, 153, 162, 173, 183, 191-192, 222, 244, 260, 279, 297, 323
Colomb E. 175, 183, 192, 232, 250, 260, 323-325
Colson J. 163, 260
Combaluzier C. 86, 94, 173-174, 232, 260, 298, 323
Combes P. 233-236, 260
Coquand H. 9, 29-32, 34, 37-42, 44-45, 49, 54, 83, 244, 261, 298-299, 319, 327, 329
Coquebert de Monbret C. 27
Cornet C. 112, 129, 172, 178-179, 183, 217, 219-220, 261, 299
Corroy G. 10, 12, 85, 89-92, 96, 98-100, 103, 108, 110, 112, 132, 149, 151-152, 160-163, 209-211, 247, 261-262, 295-296, 299, 301, 303, 305-307, 314, 319, 321, 323-324, 329
Corsini M. 120-122, 262, 285
Cosquer H. 193,195, 259-260
Cotillon P. 135, 262
Cotignac G. de 23
Couëffé R. 174, 181, 262
Coulon C. 125, 183-184, 262, 325
Courtin J. 194, 238, 255, 259, 295
Cousteau J.-Y. 199, 295
Curnelle R. 181, 229-230, 265
Cushing E. M. 237, 262
Cuvier G. 27, 302

D

Dalloni M. 316
Dalmasso H. 134, 136, 262
Daly L. 125, 279

Darluc M. 15, 18, 21-24, 31, 262-263, 300
Dautriat J. M. 184, 263
Debrand-Passard S. 158, 197, 263
Degiovanni C. 260
Delcros J. 28, 263
Delfaud J. 127, 263
Dellenbach J. 173, 250
Demangeon P. 145, 161, 263
Demarcq G. 163, 174, 176, 263, 290, 324-325
Demathieu G. 127, 263
Demay A. 10, 68, 96, 114, 263, 300
Demory F. 174, 263
Denizot G. 10, 12, 65, 80, 85-90, 103, 105, 108, 110, 135-136, 144, 146, 151-152, 160, 184, 188-193, 237, 262-264, 300-301, 321, 323-325
Depéret Ch. 35, 53, 75, 77, 80, 83, 168, 173, 175, 183, 185, 244, 258, 264, 268, 301-302, 312, 316, 323, 329
Deprat J. 304
Desor E. 51, 264
Destombes J.-P. 99, 164-165, 231, 264, 323, 325
Dieulafait L. 32, 37-38, 41, 128, 264, 301-302, 317, 329
Donsimoni M. 157, 264
Donze P. 135, 265
Douvillé F. 110, 265
Douvillé H. 138, 304
Dubar M. 186, 188-189, 191, 235-236, 249, 265, 290, 324-325
Dubois P. 130-132, 174, 178, 181, 229-230, 252, 265, 323
Ducreux J.-L. 164, 265
Ducrotay de Blainville H. 28
Ducrot J. 199, 245
Dufaure P. 206, 265
Dufrénoy A. 27, 30, 49, 266, 302
Dughi R. 157, 162, 265
Dumortier E. 50, 266, 304
Durand-Delga M. 9, 53, 58, 60, 86, 247, 251, 262, 266, 295
Durand J.-P. 108, 112, 157-163, 209-210, 215, 251, 262, 266, 288, 292, 324-325
Durand M. 127, 266

E

Edel J.-B. 123, 266
Eisenlohr B. 203, 219, 266
Élie de Beaumont L. 27-28, 30-32, 34, 43-45, 49, 127, 244, 266-267, 302
Ellenberger F. 7, 16, 18-19, 53, 112, 267, 294-295
Ellenberger P. 127, 267
Emre T. 228, 267
Erhart H. 144, 149
Escalon de Fonton M. 190
Espurt N. 212

F

Fabre J. 217, 267

Fabre S. 86, 151-152, 262, 267, 303

Fabre-Taxy S. 151, 162, 276, 295, 303, 313, 319, 324 329

Fallot P. 86, 88, 92, 108, 251, 262, 296, 299, 302

Farjanel G. 157, 264

Fedoroff N. 191, 267

Feist-Castel M. 167, 267

Ferry S. 138, 280

Fischer P. 50, 268

Floquet M. 134, 154-156, 267, 275, 303

Fontannes F. 50-51, 75, 77, 79, 173, 175, 184, 187, 191-192, 244, 267-268, 294, 297, 301, 303-304, 308, 313, 323-324

Fontes J.-C. 166, 268

Ford M. 227, 268

Fournier E. 54, 58, 62, 65, 85-87, 103, 268, 304, 316

Foury G. 137, 256

Froget C. 194, 206, 238, 254, 268, 323, 325

G

Gand G. 127, 263, 268

Gandillot J. 310

Garcia G. 157-158, 161, 268

Gari J. 155, 267-268, 283

Garrouste R. 127, 268

Gaudant J. 10, 27, 166, 247, 268

Gaudry A., 17, 50, 268, 293, 301, 305, 307-308

Gaviglio P. 215-216, 241, 269, 320

Gentil L. 79, 310

Gervais J. 135, 251, 260, 277, 323-325

Gervais P. 35, 51, 288, 316

Gignoux M. 72, 80, 85, 94, 142, 149, 164, 269, 302

Gigot P. 94, 164-165, 231, 262, 269, 324-325

Gigout M. 235, 269

Gilli E. 187, 255, 269

Ginsburg L., 171-172, 269, 323, 325

Girod M. 258

Giroud d'Argoud G. 266

Glangeaud L. 184, 197, 269

Glintzboeckel C. 175, 257, 321, 324-325

Godard G. 17, 270

Godinot M. 163, 173, 270

Goguel J. 86, 90-91, 94-95, 103, 108, 135, 150, 164-165, 172, 188, 226, 231-234, 270, 305, 323

Golliez H. 294

Gonçalves P. 255

Gonzales J. F. 215, 269

Gourret P. 77, 270

Gouvernet C. 88, 90, 99-100, 102, 108, 110, 112, 129, 142, 146-147, 174, 180, 183, 186, 192, 201, 220, 254, 259, 262, 270, 305, 307, 314, 319, 321, 323-325, 329

Graciansky P.-Ch. de 152, 324
Grand'Eury C. 32, 74
Gras S. 49-51, 71, 270, 306
Grosheny D. 155, 270
Grosson J.-B. 24, 271
Gubler Y. 103, 164-165, 269, 271, 323
Gueirard S. 96-97, 114, 116-117, 125, 129, 183, 271, 276-277, 296, 300, 306, 319, 321, 323-325
Guendon J.-L. 147-150, 271
Guérin C. 188, 265, 271
Guettard J.-E. 17-18, 271
Guieu G. 10, 44, 87-88, 108, 112-113, 132, 136-137, 143, 161, 169, 180, 203-208, 215, 217, 220-222, 224-225, 239, 254, 257, 266-268, 271-272, 306-307, 314, 320-321, 323-325
Guignard P. 236, 272
Guilhaumou N. 228, 282
Guillemot J. 103, 188, 196, 220, 233, 271-272
Günalan G. 272

H

Haug E. 10, 18, 44, 50, 53, 64-66, 68, 71, 74, 79-80, 85-88, 90, 92, 98-100, 103, 108, 110, 112, 128, 151-152, 201, 216, 218-219, 225, 272-273, 300, 307-310, 313, 323-325
Hébert E. 37-39, 71, 273, 301, 307-308, 315-316
Hennuy J. 155-156, 240, 267, 273
Hibsch C. 143, 227, 273
Hippolyte J.-C. 169, 221-222, 273, 293
Hsü K. J. 185
Hugueney M. 164, 168, 175, 265, 273
Hunziker J.C. 163, 290

I

Innocent C. 116, 273
Itier J. 34, 49

J

Jacob C. 10, 72, 85, 87, 92, 103, 247, 274, 308-309, 313
Jacq V. 170, 286
Jacquin T. 152
Jaubert J. M. 37, 273-274
Jérémine E. 96, 306
Joinville de 24, 274
Jolet P. 152, 274
Jolivet L. 240-241, 274
Joseph P. 141, 227, 252, 274
Jung J. 96-97, 274, 306
Jussieu B. de 17

K

Kandel D., 273
Kilian W. 49-51, 53, 71-73, 95, 188, 222, 274, 302, 307-308, 319, 323, 327

L

Lacassin R. 237, 274, 278
Lacombe O. 211, 240-241, 274
Lajoinie J.-P. 144, 274
Lalou C. 197, 256
Lamanon R. de Paul de 17, 275
Lambert C. 223, 251, 325
Lanquine A. 66, 79-80, 87, 92, 103, 132, 145, 275, 308-309, 323-325
Lapparent A.-F. de 10, 12, 66, 86, 92-93, 108-110, 135, 140, 157, 170, 188, 216, 219-220, 222, 227-228, 235, 244, 275, 288, 296, 309, 323-324
Lapparent J. de 79-80, 144, 147-148, 275
Laverne C. 117, 252, 275
Laville P. 144, 204, 274, 325
Le Calvez Y. 174
Lecolle M. 145-146, 280
Lécorché J.-P. 256
Leenhardt F. 51, 53, 71-72, 274-275, 302, 309-310, 323
Leenhardt O. 199
Le Goc B. 140, 157, 275
Leleu S. 161-162, 211, 276
Léonide P. 134-135, 204, 267, 275
Le Pichon X. 197, 249, 276, 284, 320
Leroy S. 125, 276
Lespès J. 302, 329
Lesueur J.-L. 174, 276
Lethiers F. 127, 276
Letouzey J. 240, 276
Liotard J.-M. 184, 263
Lobjoit M. 272
Lopez G. 274
Lortet L. 303
Lory Ch. 32, 50, 297, 308
Lugeon M. 91-92, 99-102, 105, 276, 307
Lumley H. de 186, 190
Lutaud L. 10-11, 66, 70, 75, 79-81, 87-88, 95, 103-105, 108, 110, 160, 178, 197, 201, 206, 243, 276, 293, 299, 308-311, 323-325
Lyell C. 29, 276

M

Mac Culloch J. 30
Machhour L. 140, 276, 283
Magnan N. 170, 286, 298
Maillet B. de 16, 18, 276
Maluski H. 116, 249, 277
Margerie E. de 53, 277
Marie P. 136, 277
Marion A.-F. 38, 45-46, 77, 277, 297, 299, 316
Marsigli L. F. 15-16, 18, 277
Martin D. 79, 124, 277, 323
Mascle J. 198, 252
Masse J.-P. 108, 135-140, 142-143, 147, 150, 163, 251, 256, 277-278, 280, 311, 324-325

Masse P. J. L. 283
Matheron P. 9, 29, 32-37, 40, 42-43, 45, 83, 158-159, 244, 278, 288, 299, 311-312, 314-316, 319, 327
Mattauer M. 110, 237, 241, 278
Matte P. 114, 250
Maurel-Ferrandini, M. 174, 278
Maury E. 66, 316, 323-325
Mein P. 188, 271
Mekarnia A. 144, 258
Ménard de la Groye F. J. B.24, 279
Ménard G. 196, 220, 279
Mennessier G. 10-11, 66, 108-110, 128, 160, 170-172, 203, 209, 211, 219, 222-224, 251, 269, 279, 312, 323-325
Merabet N. 125, 279
Mercier H. 174, 185, 188-189, 279, 320, 325
Michaux J. 188, 249, 259, 265
Michel-Lévy Al. 10, 53, 68-69, 81-82, 279, 323, 325
Michel-Lévy Aug. 10, 81-82, 279, 316
Molinier R. 192
Molliex S. 214, 227, 232-234, 259, 279
Mongin D. 86, 135-136, 277, 279
Monier P. 138, 280, 325
Monleau C. 133-134, 175, 180, 250, 280
Monteau R. 216, 269, 285, 314, 321
Montenat C. 141-142, 227, 247, 273, 280, 296
Morabito J. 222, 280
Morel A. 319
Morel J.L. 257
Morel L. 152, 280
Morhange C. 238, 280
Morillon A.C. 119, 280
Moullade M. 140, 280, 323, 325
Munier-Chalmas E. 307, 315
Murchison R. 29, 276

N

Nel A. 127, 268
Nicklès R. 299
Nicolas J. 145-148, 280
Nury D. 108, 166, 168-169, 172, 219-222, 249, 258, 260, 273, 281, 292-293, 320, 325

O

Obone-Zue-Obane E. M. 199, 281
Odin G. S. 163, 290
Omalius d'Halloy J. B. d' 27
Onézime J. 119-120, 281
Orbigny A. d' 27, 34, 37-39, 50, 72, 297, 327
Orsini J. 114-115, 256, 281
Oudet J. 175-176, 180, 182, 281

P

Pachoud A. 212-213, 256, 289, 325
Papon J.-P. 17-19, 192, 281
Paquier V. 38, 53, 138, 323

Parent H. 71, 81, 151-152, 282
Parize O. 179, 282
Parron C. 147-148, 150, 271
Paul S. 197, 220, 233-234
Pautot G. 197, 269, 282
Peiresc N. C. Fabri de 17
Pérès J.-M. 295, 324
Périnet G. 149, 254
Perthuisot V. 228, 282
Pfender J. 66, 81, 85, 96, 151-152, 282, 312-313, 323-324
Philip J. 9-10, 108, 112, 129-130, 140-143, 146-147, 150-155, 161, 179, 201-203, 208, 218-219, 225, 240, 256, 267, 270, 272, 274, 276-278, 282-283, 303, 307, 313, 320-321, 324-325
Pichard G. 18-19, 23, 283, 294
Pictet M.-A. 23
Plaziat J.-C 158-159, 172, 283
Pontier P. H. 42
Popoff M. 204, 217, 283
Potier A. 31-32, 81, 283, 302, 323
Prone A. 147, 283
Proust F. 110, 241, 278
Provansal M. 193, 238, 280, 283
Pupin J.-P. 114, 126, 284

R

Raguin E. 96-97
Rangin C. 197, 224, 249, 284, 320
Raspail E. 48, 284
Rat P. 303
Raynaud S. 221, 250, 281, 320
Réaumur R. A. Ferchault de 17
Recq M. 195, 198, 252, 284
Redondo C. 154, 191, 267, 284, 320
Reichel M. 152
Renard M. 152
Renaux P. 48-49
Renevier E. 56, 201
Répelin J. 64-66, 80, 83, 86-88, 129, 158, 204, 216, 284, 298-299, 301, 313-314, 316, 329
Requien E. 48-49, 90
Rey R. 163, 166-168, 170-171, 285
Reynès P. 39, 285
Richardot F. 179, 285
Ricour J. 128, 211, 285, 307, 314, 321
Rivière A. 295
Rocchia R. 159, 285
Roch E. 144, 149-150, 163, 285, 324-325
Rolland Y. 120-123, 262, 285
Roubault M. 116, 124, 285
Roule L. 40-41, 46, 286
Roulin F. 163, 286
Roure F. 211, 227, 232, 286
Roussel J. 224, 239, 272
Rousset C. 143, 146, 170, 172, 175, 178-179, 181, 188, 204, 212-213, 219, 222, 225, 255, 272, 281, 283, 285-286, 321, 324-325

Rouville P. de 46, 297, 301, 310
Roux M. 172
Roux R.M. 192, 206, 260, 268, 323-325
Rozet C. 28, 263
Rubino J.-L. 179, 186, 259, 276, 282
Ruiz R. 160, 162, 210-211, 258
Russell D. 171, 269-270
Rutten M. G. 124, 287
Ryan W. B. F. 185

S

Saillard M. 280
Sainte-Claire Deville H. 41
Santarelli N. 125, 271
Saporta G. de 31-32, 35-36, 51, 287, 299, 314
Sarc-Lahodny O. 146, 256
Saussure H. de 18, 23-24, 28, 30, 83, 287
Savornin J. 316, 325
Savoye B. 186, 259
Schmidt-Kittler N. 164, 287
Schneegans D. 103, 271
Schoeller H. 68, 71, 95, 117, 287, 324-325
Séguret M. 223-225, 232, 250
Serment R. 114, 287
Serres M. de 29, 34, 287
Seyler M. 115, 117, 287-288
Sirugue F. 157, 162, 265
Sittler C. 159, 163, 169, 288
Stahel U. 227, 268
Stampfli G.M. 155, 239-240, 288
Storch G. 164, 287

T

Taquet P. 35, 288
Teilhard de Chardin P. 170, 288, 298, 309
Tempier C. 44, 108, 112-113, 115, 132-133, 160-162, 206, 209-210, 213-214, 219, 222, 224-225, 254, 257, 262, 266, 288, 320, 324-325
Termier P. 53, 64, 72, 74, 228, 288, 295, 300-301, 307, 318-319
Terrier M. 214, 236, 250, 288-289
Tessier B. 262
Tessier F. 149-150, 289
Thiele R 203, 251, 289
Thiry M. 148, 289
Thomassin B. 166, 281
Thomel G. 157, 274, 289, 324
Tiercelin J.-J. 191, 255
Toucas A. 39-40, 54, 56, 244, 289, 315, 327
Toucas R. 39, 289
Touraine F. 161-163, 167-168, 170-173, 178, 211, 214, 249, 262, 289-290, 315
Tournouër R. 50, 268
Toutin N. 126, 128, 290
Toutin-Morin N. 126-128, 132, 263, 290, 324

Trémolières P. 239, 291

Triat J.-M. 114, 149-150, 157, 163, 172, 278, 287, 289-290, 324-325

Tricart J. 189-190, 290

Tronchetti G. 140, 152, 251, 267, 274, 280, 283, 290

Trouvé P. 135, 279

Truc G. 163-168, 172, 175, 188, 228, 250, 265, 267-268, 271, 273, 278, 290, 324-325

Turco G. 114, 117, 257, 284

V

Vail P. 152

Valeton I. 145, 148, 290

Vasseur G. 58, 60, 65, 75, 77-78, 163, 216, 291, 304, 314, 316, 323, 329

Vauchez A. 115, 291

Vellutini P. 125, 291

Vially R. 239, 291

Vialon P. 114

Vianey-Liaud M. 157-158, 249, 268

Villeger M. 226-227, 291

Villeneuve-Bargemon C. de 27-29, 32, 36, 40, 291

Villeneuve-Flayosc H. de 18, 29, 31-32, 43-44, 291, 317

Villier L. 134, 275

Villot E. 40, 46, 48, 157-158, 291, 317, 327

Virgone A. 136, 256, 291

Vlag P. 125, 291

W

Wallerant, F. 10, 67-68, 74-75, 81, 292, 317-318

Westphal M. 159-160, 292

Weydert P. 222, 292, 325

Z

Zheng J. S. 125, 292

Zijderveld J. D. A. 125, 292

Zürcher P. 10, 53, 56, 64-65, 67, 69, 71, 98-101, 203, 223, 244, 254, 292, 294, 318-319, 323

Index de quelques notions liées à l'exploration géologique de la Provence

A

Accident du Toulourenc 141-142, 227, 280

Anomalie (îlot) stratigraphique du Beausset 39-40, 54, 56-57, 90, 253

B

Bandes triasiques 58, 60, 62-63, 65, 108, 111, 216, 220, 224, 228, 249, 253, 283

Bassin du Sud-Est 128, 130-131, 135, 176, 197

Bassin nord-toulonnais 140, 143

Bassin sud-provençal 153, 155-156, 240, 267-268, 275

Bauxite 19, 40-42, 66, 72, 80, 92, 142, 144-150, 203-204, 251, 281-282, 286, 290, 312

Bombement crustal Golfe du Lion-Sud Provence 239

Bombement durancien 140, 142-144, 147, 150, 153-154, 278

Brèche de Balène 235-236

Brèches (mégabrèches) syntectoniques 140, 142, 153, 155-156, 160-162, 169, 231, 259, 269, 277

C

Calcaires à alvéolines 151-152, 262, 282

Calcaires à rudistes 38, 41, 71, 75, 139, 151, 153, 155, 202, 270, 282, 313

Calcaires blancs 38, 135-136, 254, 264

Caldeira (de l'Estérel) 97-98

Canyon messinien de la Durance 185-187, 258

Canyons sous-marins 184, 197, 199-200, 250, 252, 256

Cauldron de l'Estérel 125, 291

Chaîne de fond 85, 88

Chaîne de revêtement 87

Chevauchement 53, 55-56, 58, 62, 65, 70, 81, 88-90, 92, 98-99, 101-102, 104, 109-110, 112, 114, 116, 119, 161, 182, 185, 187-188, 201-204, 206, 208-218, 220-222, 224-227, 229, 232-237, 251-252, 258, 269, 272, 283, 286, 289, 294

Chevauchement épiglyptique 110, 215, 250

Chevauchement nord-provençal 212-215, 286

Chevauchement nord-toulonnais 90, 114, 201-202, 283

Chevauchement sud-provençal 110-111, 114, 202-204, 208, 225, 251, 289

Complexe leptyno-amphibolique 117-118, 251, 274

Cratère de soulèvement 42

D

Déchirure de la couverture 87-88, 90, 217, 219-221, 239

Décollement (de couverture) 63, 70, 88, 92-93, 98, 101-102, 108, 201, 203, 214, 222, 224, 227, 229, 233-234, 237

Diapirisme du Trias 85-88, 228, 282

Diapir triasique de Suzette 72, 228, 275

Dorsale durancienne et dauphinoise 130

E

Écaille (Écaillage) 99-100, 102, 105, 108, 120, 203, 208, 222-224, 267, 286

Écoulement par gravité 88, 110, 223-224, 239

Estérellite 31, 81-82, 98, 124

F

Faille d'Aix 166, 232, 272

Faille de la Durance 181, 211, 226, 229, 231-232, 236, 272

Faille de la Trévaresse 214, 236-237

Faille de l'Huveaune 196, 218

Faille de Nîmes 138, 141, 144, 227-228, 236, 280

Faille de Salon-Cavaillon 226, 233-234

Fosse de Manosque 95, 165, 231

G

Gilbert-delta 185-186, 259

Golfe de Basse-Provence 45-46, 72, 75, 153

Gouttière provençale 153

H

Haut-fond du moyen Verdon 132-133

I

Ignimbrites 124-125, 287

Isthme durancien 37, 75, 80, 142, 144, 146, 149, 254, 278

L

Linéament (faille) ligure 196-197, 226-227, 257

M

Marnes vertes infracrétacées 136, 251

Massif pyrénéo-corso-sarde 75, 155

Morphotectonique (voir tectonique et érosion)

N

Nappe de Basse-Provence 103, 112, 225, 253

Nappe de charriage 53, 66, 71-72, 74, 87-88, 92, 96, 103-105, 119, 215, 250, 267, 272-273, 284, 288

Nappe des Bessillons 66, 92

Nappe de Sicié 71, 99-100, 110, 241, 264, 276, 278, 282, 287

Nappe des Maures 68

Paléostructure 141-142, 153, 201-202, 272

P

Panneau de couverture nord-provençal 226, 234, 236, 291

Phase bégudienne (maastrichtienne) 104-105, 110, 233

Phase pyrénéo-provençale 77-78, 81, 90, 94-95, 104, 110, 202, 222-225, 227-229, 232, 234, 240

Phase tortonienne 187, 232

Plate-forme carbonatée 12, 130, 132-139, 152-154, 156, 250, 256, 273, 275, 277, 282-283, 291

Pli couché 47, 53-57, 60, 62, 64-65, 69, 71, 88, 95, 103, 254, 260

Pli de couverture 88-89, 92

Pli de fond 88, 96

Pli en champignon 58, 85, 88

Pli sinueux 56, 58, 62, 85-86, 304

Poudingues de Valensole 18, 21, 49, 51, 188-189, 270

R

Renversement (retournement) de couches 43-46, 48, 54, 58, 61, 112-113, 210

Rifting oligo-aquitanien 180, 199

Rift pyrénéo-provençal 155, 240

Rift-valley 97

S

Sables bleutés du Haut-Var 170-173, 269

Sables ocreux 49, 144, 148-150, 254, 274, 285, 289-290

Sillon sud-provençal 138-139

Surface d'érosion miocène 79, 90, 94, 178-179, 290

T

Tectonique de couverture 10, 53, 223, 225, 251

Tectonique de voussoir 108, 203

Tectonique et érosion 201, 209

Tectoniques superposées 72, 110, 201, 206, 250

Tectonique synsédimentaire 136, 140, 153, 252, 269, 274

Transgression burdigalienne 105, 176, 181

Transgression pliocène 79, 184

Transgression versilienne 193-195, 255

Troncature basale et sommitale 112-113

U

Unité (jurassique) de Roqueforcade-Nans 55, 87-88, 103, 112-113, 161, 261

V

Volcans éteints 23-24, 129, 183-184, 251, 253, 258, 260, 271, 274, 279

Z

Zone mylonitique de Grimaud 68, 96, 115-116, 119, 263, 291

Index des figures

Fig. 1. Carte minéralogique de la Provence par Pons-Joseph Bernard (1778) (p. 20).

Fig. 2. Coupe « *géognosique* » de la Provence (d'après Christophe de Villeneuve-Bargemon, 1821) (p. 29).

Fig. 3. Coupe de l'Estérel (d'après Henri Coquand, 1850) (p.31).

Fig. 4. Carte géologique du département des Bouches-du-Rhône par Philippe Matheron (1839) (p. 33).

Fig. 5. La première coupe des massifs nord-toulonnais, due à Louis Dieulafait (1866) (p. 38).

Fig. 6. Coupe de « *l'anomalie triasique du Vieux Beausset* » (d'après Aristide Toucas, 1873) (p. 40).

Fig. 7. Interprétation des gisements de bauxite du massif d'Allauch par Louis Roule (1885) (p. 41).

Fig. 8. Coupes du massif de la Sainte-Baume par Henri Coquand (1863) (p. 44).

Fig. 9. Esquisse de la paléogéographie de la Basse-Provence au Sénonien (d'après Antoine-Fortuné Marion, 1872) (p. 45).

Fig. 10. La chaîne de la Sainte-Victoire par Louis Collot (1891) (p. 47).

Fig. 11. Interprétation du flanc nord du massif de l'Étoile par Ernest Villot (1883) (p. 48).

Fig. 12. Structure du Luberon et des synclinaux d'Apt et de la Durance (d'après Scipion Gras, 1862) (p. 50).

Fig. 13. Esquisse structurale du massif de la Sainte-Baume par Marcel Bertrand (1884) (p. 55).

Fig. 14. La célèbre coupe de « *l'anomalie triasique du Vieux Beausset* » (d'après Marcel Bertrand, 1887) (p. 57).

Fig. 15. Deux coupes du massif d'Allauch (d'après Marcel Bertrand, 1894) (p. 59).

Fig. 16. La tectonique du massif de l'Étoile (d'après Marcel Bertrand, 1898) (p. 61).

Fig. 17. Interprétation du soubassement structural de la vallée de l'Huveaune et du massif d'Allauch (d'après Marcel Bertrand, 1899) (p. 61).

Fig. 18. Les dernières interprétations de Marcel Bertrand sur la tectonique de la Basse-Provence (1900) (p. 63).

Fig. 19. Structure du massif de la Loube (d'après Philippe Zürcher, 1890) (p. 65).

Fig. 20. Coupe du massif des Maures (d'après Frédéric Wallerant, 1889) (p. 68).

Fig. 21. Tectonique hercynienne du massif des Maures par André Demay (1927) (p. 68).

Fig. 22. Coupe du Cap Sicié à La Seyne par Philippe Zürcher (1893) (p. 69).

Fig. 23. Structure de la partie occidentale du massif des Maures et de la dépression permienne par Léon Lutaud (1924) (p. 70).

Fig. 24. Tectonique de la montagne de Lure par Wilfrid Kilian (1889) (p. 73).

Fig. 25. Le bassin houiller du Reyran par Frédéric Wallerant (1889) (p. 74).

Fig. 26. La terre émergée séparant le bassin provençal du bassin alpin au Crétacé supérieur (d'après Louis Collot, 1891) (p. 76).

Fig. 27. Coupe du Paléogène de la vallée de l'Arc par Gaston Vasseur (1898) (p. 78).

Fig. 28. Carte des différents massifs d'estérellite de la région de Saint-Raphaël et du Dramont dans leur contexte géologique (d'après Auguste Michel-Lévy, 1897) (p. 82).

Fig. 29. Esquisse structurale de la Provence occidentale par Georges Corroy et Georges Denizot (1943) (p. 89).

Fig. 30. Les failles de Salon et de Cavaillon et le couloir tectonique de Lamanon entre Alpilles et Luberon par Jean Goguel (1944) (p. 91).

Fig. 31. Schéma illustrant l'allure des plis provençaux (d'après A.-F. de Lapparent, 1938) (p. 93).

Fig. 32. Reconstitution du Bassin de Manosque à l'Oligocène (d'après Jean Goguel, 1932) (p. 95).

Fig. 33. Reconstitution du dispositif volcanique permien de l'Estérel par Pierre Bordet (1951) (p. 98).

Fig. 34. Interprétation structurale de la Basse-Provence occidentale par Maurice Lugeon (1951) (p. 101).

Fig. 35. Interprétation de la structure du massif paléozoïque de Sicié par Claude Gouvernet (1963) (p. 102).

Fig. 36. Tectogenèse des chevauchements de Basse-Provence occidentale par Léon Lutaud (1957) (p. 104).

Fig. 37. Coupes sériées dans la Basse-Provence orientale aux confins alpino-provençaux par Guy Mennessier (1959) (p. 109).

Fig. 38. Le chevauchement sud-provençal par Jean Aubouin et Jean Chorowicz (1967) (p. 111).

Fig. 39. Le massif de la Sainte-Baume par J.-P. Caron, G. Guieu et C. Tempier (1967) (p. 113).

Fig. 40. Carte géologique des massifs des Maures, de l'Estérel et du Tanneron par Claude Tempier (1984) (p. 115).

Fig. 41. Modèle géodynamique du massif des Maures (d'après Jean-Pierre Bard et Christiane Caruba, 1981) (p. 118).

Fig. 42. Coupe structurale simplifiée des Maures occidentales et centrales (d'après Jean-Philippe Bellot *et al*., 2002) (p. 119).

Fig. 43. Modèle de mise en place dans un pull-apart dextre du complexe granitique Rouet-Plan-de-la-Tour (d'après Jérôme Onézime *et al*., 1999) (p. 120).

Fig. 44. Modèle géodynamique de l'évolution du massif des Maures-Tanneron (d'après Michel Corsini et Yann Rolland, 2009) (p. 121).

Fig. 45. Place du massif Maures-Tanneron dans la Chaîne varisque du Sud de l'Europe (d'après Michel Corsini et Yann Rolland, 2009) (p. 122).

Fig. 46. Coupe géologique du bassin carbonifère du Plan-de-la-Tour montrant la dissymétrie Ouest-Est des dépôts sédimentaires (d'après Yann Rolland *et al*., 2009) (p. 123).

Fig. 47. Le seuil de socle varisque du Muy et son rôle dans la sédimentation permienne (d'après Nadège Toutin, 1980) (p. 126).

Fig. 48. Le cône alluvial permien du Rocher de Roquebrune et le graben distensif du bas Argens (d'après Jean Delfaud et Nadège Toutin-Morin, 1993) (p. 127).

Fig. 49. Cadre structural du Bassin mésozoïque du Sud-Est (d'après Albert Baudrimont et Paul Dubois, 1977) (p. 131).

Fig. 50. Reconstitution paléogéographique de la Provence et distribution des faciès au Jurassique sur une coupe Sud-Nord (d'après Claude Tempier, 1972) (p. 133).

Fig. 51. Reconstitution palinspastique de la Provence et de la Sardaigne au Jurassique inférieur (d'après Claude Monleau, 1986) (p. 134).

Fig. 52. Paléogéographie du bassin du Sud-Est au Toarcien moyen (d'après Philippe Léonide, 2007) (p. 135).

Fig. 53. Illustration du rôle probable de l'accident de Pélissanne à valeur de paléofaille dans le passage de la plate-forme carbonatée valanginienne au domaine vocontien (d'après Luc Bulot *et al*., 1997) (p. 137).

Fig. 54. Évolution des calcaires urgoniens de Provence dans l'intervalle Valanginien-Bédoulien (d'après Jean-Pierre Masse, 1976) (p. 139).

Fig. 55. La ride de la Toulousane sur la bordure sud du bassin du Beausset (d'après Jean Philip, 1976) (p. 141).

Fig. 56. Représentation synthétique des manifestations tectono-sédimentaires méso-crétacées dans le couloir de l'accident du Toulourenc (d'après Christian Montenat *et al*., 2004) (p. 142).

Fig. 57. Structure du bombement durancien dans l'hypothèse d'une compression à l'Albien supérieur-Cénomanien inférieur (d'après Jean-Pierre Masse et Jean Philip, 1976) (p. 143).

Fig. 58. Hypothèse allochtoniste de la formation des gisements de bauxite provençaux (d'après Ida Valeton, 1966) (p. 145).

Fig. 59. Reconstitution paléo-géographique de la Provence à bauxite au Santonien (d'après J. Nicolas & M. Lecolle, 1968) (p. 146).

Fig. 60. Coupe d'un gisement de bauxite du massif des Alpilles (d'après Jean-Louis Guendon et Claude Parron, 1985) (p. 148).

Fig. 61. Corrélation entre les différentes altérites médiocrétacées de Provence (d'après Claude Parron et Jean-Louis Guendon, 1985) (p. 150).

Fig. 62. Figure synthétique inédite résumant l'évolution paléographique de la Basse-Provence au Crétacé supérieur (d'après Jean Philip, 1970) (p. 153).

Fig. 63. Reconstitution palinspastique du domaine pyrénéo-provençal et corso-sarde au Sénonien inférieur (d'après Jean Philip et Jacques Allemann, 1982) (p. 154).

Fig. 64. Reconstitution des phénomènes sédimentaires gravitaires dans le bassin sud-provençal au Turonien supérieur (d'après Marc Floquet et Jérôme Hennuy, 2003) (p. 156).

Fig. 65. Le bassin fluvio-lacustre du Crétacé supérieur de Basse-Provence (d'après Jean-François Babinot et Jean-Pierre Durand, 1984) (p. 158).

Fig. 66. Corrélations entre l'échelle des inversions paléomagnétiques et une coupe standard du Crétacé supérieur fluvio-lacustre du bassin de l'Arc (d'après Michel Westphal et Jean-Pierre Durand, 1990) (p. 160).

Fig. 67. Structure du versant sud du massif de la Sainte-Victoire (d'après Claude Tempier et Jean-Pierre Durand, 1981) (p. 161).

Fig. 68. Modèle de dépôts des séries oligocènes du bassin de Marseille (d'après Denise Nury, 2000) (p. 169).

Fig. 69. Coupe de la Formation des sables bleutés à Montmeyan (d'après Fernand Touraine, 1966) (p. 171).

Fig. 70. Reconstitution des réseaux fluviatiles du Burdigalien basal (a) et du Burdigalien terminal (b) dans le bassin molassique rhodano-provençal (d'après David Besson *et al*., 2005) (p. 177).

Fig. 71. Le réseau hydrographique et le delta du Miocène moyen en Provence, selon Cécile Cornet (1965) (p. 179).

Fig. 72. Évolution structurale du Petit Luberon et de son avant-pays tertiaire (d'après Georges Clauzon, 1975) (p. 182).

Fig. 73. Le canyon messinien de la Durance à travers la cluse de Mirabeau (d'après Georges Clauzon, 1979) (p. 185).

Fig. 74. Profils du canyon de la Durance d'amont (1) en aval (2) (d'après Georges Clauzon *et al*., 2011) (p. 186).

Fig. 75. Une coupe du complexe sédimentaire fluvio-lacustre de Valensole dans la région de Puimoisson (d'après Michel Dubar, 1983) (p. 189).

Fig. 76. Interprétation des fronts glaciaires rissiens et würmiens dans la région de Sisteron (d'après Eugène Bonifay, 1967) (p. 190).

Fig. 77. Carte bathymétrique et morphologique du précontinent au large de Marseille (d'après Jacques Collina-Girard, 1992) (p. 195).

Fig. 78. Principaux alignements structuraux ou morphologiques mis en évidence par télédétection (d'après Jacques Guillemot *et al*., 1973) (p. 196).

Fig. 79. Carte synthétique montrant la répartition des vitesses des ondes sismiques au large des Maures et la structure sous-marine de ce massif (d'après Gilbert Bellaiche *et al*., 1971) (p. 198).

Fig. 80. Bloc diagramme du canyon des Stoechades et de Saint-Tropez (d'après Jacques Angelier *et al*., 1977) (p. 200).

Fig. 81. Les paléo-structures de la bordure sud du bassin du Beausset (d'après Jean Philip 1970, simplifié) (p. 202).

Fig. 82. Schéma structural de la chaîne de la Nerthe (d'après Gérard Guieu, 1973) (p. 205).

Fig. 83. Coupe de la chaîne de la Nerthe passant par le sondage de la Folie (d'après Gérard Guieu, 1973) (p. 207).

Fig. 84. Structure du massif de la Sainte-Victoire (d'après G. Corroy, J.-P. Durand et C. Tempier, 1964) (p. 210).

Fig. 85. Coupe passant par le forage Éguilles n°1 (d'après Tristan Busser et Albert Pachoud, 1966, modifiée) (p. 213).

Fig. 86. Coupe équilibrée des structures provençales entre le Luberon et la chaîne de la Nerthe (d'après Claude Tempier, 1987) (p. 213).

Fig. 87. Coupe interprétative de la Provence entre le plateau de Vaucluse et la chaîne de la Nerthe (d'après Monique Terrier *et al*., 2008) (p. 214).

Fig. 88. Carte de la Basse-Provence montrant la localisation des arcs et des bandes triasiques (d'après Jacques Angelier et Jean Aubouin, 1976) (p. 216)

Fig. 89. Structure de la bande triasique de l'Huveaune (d'après Jean Philip, 2010) (p. 218).

Fig. 90. Tectogenèse du bassin de Marseille (d'après Gérard Guieu, 1977) (p. 221).

Fig. 91. Coupe interprétative passant par le dôme permien de Terrubi dans l'arc triasique de Carcès (d'après David Baudemont, 1985) (p. 224).

Fig. 92. Coupe générale (A) du panneau de couverture nord-provençal et disposition à la fin du Crétacé inférieur (B) (d'après Marc Villeger et Jean Andrieux, 1987) (p. 226).

Fig. 93. Reconstitution du dispositif structural oligocène du bassin de Suzette (d'après Laurent Casagrande *et al*., 1989) (p. 229).

Fig. 94. Structure du soubassement du plateau de Valensole (d'après Paul Dubois et Robert Curnelle, 1978) (p. 230)

Fig. 95. Le bassin continental oligocène de Manosque-Forcalquier (d'après Patrick Gigot *et al*., 1977) (p. 231).

Fig. 96. Coupes équilibrées du chevauchement du Luberon (d'après Stéphane Molliex *et al*., 2011) (p. 233).

Fig. 97. Coupe du front subalpin à Ségriès (d'après Philippe Combes, 1984) (p. 235)

Fig. 98. Coupe à l'échelle de la croûte du domaine Provence-Corse à la fin de l'Éocène (d'après Olivier Lacombe et Laurent Jolivet, 2005) (p. 241).

Fig. H.T. Carte géologique et structurale simplifiée de la Provence.

Index des noms de lieux

A

Agay 32, 124, 283

Agnis (massif d') 179, 285

Aix-en-Provence 12, 17, 23, 33, 35, 43, 64, 79, 157, 158, 159, 161, 163, 166-168, 178, 181, 194, 197, 211-212, 220, 236, 238, 256, 260, 265-268, 271, 275, 281, 285-286, 289-292, 297-300, 315, 319, 324, 329

Albion (plateau d') 137

Allauch (massif d') 35, 41-42, 56, 58-60, 62, 66, 86-87, 110-112, 222, 253, 273, 294, 306, 313

Alpilles (massif des) 12, 33, 41, 43, 46, 77, 90-91, 95, 135, 145, 147-148, 186, 192, 197, 212, 214-215, 227, 232-234, 256, 270, 288, 311, 325

Apt 12, 19, 21, 35, 39, 49- 51, 72, 77, 95, 144, 147-150, 157, 163-165, 250, 254, 273-274, 285-286, 289-290, 327

Arc (vallée de l') 19, 21, 28-29, 35, 40, 46, 48, 53, 60, 64, 77-78, 86, 91, 112, 135, 157-160, 162-163, 167, 173, 203, 206, 209-212, 214-216, 238, 256, 264, 266, 269, 286, 292

Argens (vallées de l') 70, 79, 97, 126-128, 268, 279, 312

Asse (vallée de l') 186, 188, 262

Aubagne 39, 56, 61, 66, 88, 136, 151, 161, 168, 179, 218, 261, 295, 307, 324

Aups 12, 45, 46, 54, 64, 88, 112, 178, 282, 292

Aurélien (massif de l') 60, 112, 136, 178, 203-204, 215, 272

Auriol 37, 54, 88, 110, 112, 262, 299

Aurons-Vernègues (massif d') 180

B

Balène 189, 235, 236

Bandol 39, 81, 168, 183-184, 202, 225, 305

Banon 72, 141, 227, 231, 274

Barjols 58, 62, 66, 129, 170, 172, 212, 216-218, 220, 249, 257, 283, 293

Bauduen 170

Beaulieu 24, 42, 43, 83, 183, 249, 252, 258, 260, 264, 271, 274, 279

Beaurecueil 19

Bec de l'Aigle 16, 22, 34

Bédoin 51

Berre 22, 28, 80, 158, 193, 238, 263-264, 283

Bimont 161, 209-210

Blauquières (Banc des) 199, 265

Bonnieux 51

Bormes 68, 96, 115-116, 277

Bouc-Bel-Air 216, 269

Brignoles 12, 19, 24, 30, 40, 56, 82, 129, 145, 148, 170, 203, 217, 282, 324

C

Cabrières d'Aigues 50

Cadarache 191

Cadenet 19, 21, 187

Calanques (massif des) 86, 200, 259

Calissane 19

Camarat (cap) 116

Camps 64-65, 203

Canaille (cap) 16, 154

Candelon (rocher du) 19, 203, 251, 289

Canjuers 12

Cap Gros 38

Cap Janet 260

Cap Morgiou 194, 259

Cap Nègre 119

Cap Roux 97

Carcès 122, 223-224

Carnoules-Les-Mayons 70

Carpiagne (massif de) 61-62, 112, 196, 220, 306

Carry-le-Rouet 43, 77, 86, 166, 175, 180, 194, 257

Cassidaigne (canyon de la) 194, 238

Cassis 22, 39, 152, 187, 194, 199, 238, 254-255, 280, 296

Cavaillon 90, 197, 226, 233-234, 238, 279, 311, 324

Cavalaire 70, 119, 252

Cengle (plateau du) 35, 163, 167, 168, 262, 289, 290

Céreste 164, 287

Chibron 63, 218, 219

Cimay (vallée du) 151-152

Cloche (vallon de la) 38

Cogolin 24

Colle Noire (La) 71

Collobrières 97, 123, 324

Costes (chaïnon des) 43, 227

Coudon (massif du) 38, 201-202

Crau (La) 18, 19-21, 28, 36, 79, 188-189, 191-192, 214-215, 260, 263, 264, 267, 306

Croisette (cap) 16

Croupatier (massif du) 201

Cucuron 50, 94, 185, 232, 259, 267

Cuers 37, 129, 151, 203, 218, 219, 324

Cuges 15, 23

D

Digne 12, 21, 51, 157, 159, 174, 176, 181, 188-189, 236, 257, 262, 269, 307, 323, 324

Douar (massif du) 179

Dragon (rocher du) 17

Draguignan 12, 53, 56, 64, 67, 92, 128, 145, 170, 253, 264, 294, 297, 309, 312, 317-318, 323-324

Durance (vallée de la) 11, 12, 19, 21, 28, 36, 49, 50, 64, 92, 136, 142, 157, 174, 176, 181, 184-192, 196-197, 211, 223-224, 226, 229, 231-232, 235-236, 238, 250, 252-253, 255, 258-259, 262-265, 267, 270, 272, 275, 279, 291, 294-295, 309, 321

E

Éguilles 212, 213, 214, 215, 288, 289

Encauron (collines d') 54, 65, 88

Engardin 203

Estaque (l') 35, 77, 105, 168-169, 206, 208, 222, 291

Estérel (massif de l') 11, 15, 19, 22-23, 28-32, 53, 80-81, 95-98, 115, 123-128, 130, 145, 178, 197, 255, 261, 266, 269, 276, 279, 283, 285, 287, 291-292, 296, 302, 317, 321

Étoile (chaîne ou massif de l') 29, 38, 43, 46, 48, 53, 60-64, 66, 87, 112, 178, 204, 206, 208, 215-218, 221, 269, 272

Évenos 22-24, 152, 183

Eygoutier (galerie de l') 53, 69, 98, 100

Eyguières 138, 192, 212, 324

F

Fabrégas 69, 71, 100

Faron (massif du) 38

Fenouillet (mont) 70, 95, 117, 271

Fontaine de Vaucluse 22, 187

Fontanieu 201

Fonvieille 19

Forcalquier 12, 51, 53, 72, 86, 94, 164-165, 173-174, 231, 250, 264-265, 269-270, 302, 323-324

Fournel (rivière du) 79

Fréjus 11, 16, 19, 23-24, 32, 79, 97, 126, 128, 130, 193, 252, 283, 319, 324

Frioul (îles du) 65, 193

Fuveau 29, 48, 264, 276, 278, 291, 312, 317, 327

G

Gapeau (vallée du) 37

Garagaï (gouffre du) 21

Gardanne 15, 60, 215, 269

Garéoult 203, 216, 218-220, 272

Gargas 49, 51, 72
Garlaban 58, 61-62
Gémenos 37, 168
Giens 16, 155, 303
Gignac 39
Gigondas 48, 51, 95, 228, 270
Ginasservis 178
Gonfaron 23, 69
Graffiane 205-206, 208, 272
Grambois 19
Gréoux 196, 229
Grimaud 68, 96-97, 115, 119-120, 263, 287, 300
Gros (Grand) Cerveau (massif du) 57, 201-202
Grotte Cosquer 194-195, 259-260

H

Huveaune (vallée de l') 29, 36-37, 44, 56, 60-63, 65-66, 87, 111-112, 151-152, 192, 204, 216-218, 220, 234, 267, 283, 295
Hyères 11, 16, 23, 30, 39, 68, 70-71, 81, 95, 97, 123, 282, 316, 321, 325

I

Iles d'If 16
Ile verte 34
Istres 19, 132, 206, 215, 325

J

Jouques 181, 286

L

La Barben 212, 215, 286
La Bédoule 140, 280, 317, 327
La Bouilladisse 222
La Celle 62, 203, 310
La Ciotat 16, 22, 28, 34, 53, 66, 75, 90, 151, 155, 178, 199, 254, 265, 305, 307, 325
La Couronne 16
La Croix Valmer 255
La Débruge 49, 51, 163, 290
La Folie 205-207
La Fare (chaînon de) 303
La Farlède 201
La Garde Freinet 30
Lagets (colline des) 60, 218
Lamalgue (massif de) 11, 71, 100
Lamanon 19, 28, 90-91, 178, 192
La Môle 24
La Napoule 23
La Penne-sur-Huveaune 151-152
Lare (massif de la) 38, 44, 56, 103, 203
La Roquebrussanne 111, 178, 219, 261
La Seyne 99, 312, 348
Lauzon (vallée du) 231
La Verdière 172, 217

Le Beausset 23, 39, 46, 54, 56-58, 62, 69, 75, 86, 87, 90, 102, 105, 140, 151-152, 201-202, 208, 219, 225, 253, 289, 294, 315

Le Broussan 24, 252

Le Camp 179

Le Cannet 148, 293

Le Dramont 82, 124

Le Luc 19, 70, 122, 128, 136, 223, 252

Le Muy 23, 126

Le Planestel 97

Le Revest 80, 155

Le Rove 43, 206, 208, 316

Le Vieux-Beausset 40, 57-58, 87, 89-90, 225

Les Aygalades 36, 287

Les Baux 36, 40, 90, 161, 251

Les Bourdas 173, 217

Les Camoins 35, 170, 286

Les Figons 43, 166

Les Mées 181, 191, 196, 229, 265

Les Milles 168

Les Olives 36

Le Tholonet 19, 28, 36, 160, 161, 209, 266

Le Val 158, 301

Le Vieux-Beausset 87, 90, 225

Loube (massif de la) 64-65, 111, 179, 203, 251, 266, 279, 285

Luberon (Lubéron ou Lebéron, massif du) 12, 39, 50, 77, 79, 86, 91, 94-95, 135-136, 164, 174, 181-182, 185, 187, 197, 226-227, 232-234, 250, 258-259, 264, 270, 291, 298, 321

Lure (montagne de) 12, 71-73, 137-138, 140-141, 143, 157, 197, 226-227, 256, 268, 273-275, 308, 327

M

Manosque 12, 15, 22, 35, 51, 94, 95, 164-165, 181, 226, 231-232, 236, 250, 264, 269, 314, 325, 348, 352

Maravielle 24

Marseille 12, 15, 16, 18, 22-24, 28-29, 32, 35-36, 38-40, 43, 45-46, 53, 60, 62, 65, 75, 77, 80, 85-87, 92, 107-108, 111-112, 114-117, 123, 129-130, 132, 135-136, 138, 146-147, 149, 151, 157-158, 161-163, 166, 168-170, 175, 179-180, 183, 190-195, 199, 202, 206, 213, 218-222, 235, 237-239, 244, 247, 250-251, 253-254, 255-260, 262-273, 275-279, 281-286, 288, 290-307, 309, 311-314, 316-317, 319-321, 323-325, 329

Marseilleveyre (massif de) 22, 86, 136, 222, 263, 277

Martigues 28, 29, 39, 75, 77, 103, 138, 206, 208, 265, 266, 285, 291, 316, 325

Maures (massif des) 11, 19, 22-24, 28, 30-32, 67-72, 75, 79-80, 88, 95-97, 114-123, 125, 130, 132, 142, 145, 157, 178, 195, 196-199, 220, 223, 225, 238, 250- 252, 255-257, 263, 266, 269, 271, 273, 275, 277, 279, 281, 284-285, 287-288, 290-292, 296, 300, 302, 306, 317, 320-321

Maurettes (les) 71

Maurevieille 97, 125

Mazaugues 88, 110, 146

Méjean (synclinal de) 208

Méjean (Haut-fond du) 197, 282

Méounes 24, 62, 216, 218-220, 261, 272

Mérindol 95, 186, 232

Meyrargues 36

Mirabeau 28, 43, 136, 184-187, 191, 229, 277

Miramas 192

Mont-Major 178

Montmeyan 168, 170, 171, 289

Montrieux 24

Mont-Caumes 23, 201-202

Mont Combe 201

Mont des oiseaux 70-71

Mont Espel 22

Mont Saintn Laurent 72

Mont Saint-Michel 22

Mont-Rose 277

Monts de Vaucluse 278, 321

Mont-Ventoux 51, 71-72, 77, 138, 226, 227, 310

Morgiou (cap) 194, 259

Moure (vallée de la) 97, 120

Mouriès 212, 215, 286

Murs 163

N

Nans (les Pins) 65, 87-88, 90, 112, 251, 261

Nerthe (chaîne de la) 34, 38, 39, 43, 45, 60, 65, 77, 79, 103, 111-112, 136, 160, 166, 174, 179-180, 199, 203-206, 208-209, 214-215, 240, 250, 268, 272, 278, 280-281, 284, 311, 314

Notre-Dame de la Garde (colline de) 23, 35

O

Ollières 147, 178

Ollioules 15, 16, 24, 44, 168, 178, 251

Olympe (massif de l') 60, 62, 64, 112, 203, 204, 215, 216, 272, 275

Oratoire Saint-Jean 201-202

Orgnon 204

Orgon 38, 192, 311, 327

P

Palette 163, 173, 270

Pallières 222, 288

Pélissanne 136, 349

Pertuis 21, 51, 166, 227, 236, 325

Peypin 58-59, 110

Peyrolles 36

Pichauris 58-59, 110, 112

Pierrefeu 69

Plan d'Aups 45-46, 54-55, 88, 112, 282

Plan-de-la-Tour 31, 67, 68, 74, 114, 118-120, 123, 149, 281, 320

Planier (plateau du) 194, 199, 275

Playes (colline des) 71, 100, 102

Pointe Nègre 183-184

Pont-de-Joux 192, 217

Porquerolles (île de) 70, 97, 115, 194, 256, 325

Poulagnier (butte du) 129

Pourcieux 147

Pradet (massif du) 11, 71, 100

Puget (massif de) 86, 137, 263

Puimoisson 188, 235, 236, 258, 272

R

Regaignas (massif du) 29, 178, 203, 215

Régalon (canyon du) 79, 184, 277

Reyran (vallée du) 31-32, 74, 97, 123, 274, 300, 317

Rians 58, 136, 161-163, 171-173, 216, 219-220, 222, 249, 270, 286, 288, 293

Riez 186, 188, 265, 267

Riou (île de) 199, 268

Rognac 35, 158, 159, 327

Rognes 33, 271

Roquebrune 19, 30, 127, 263

Roquevaire 37, 111, 217, 267

Rouet (massif du) 86, 116, 119-120, 281

Rougiers 42, 44, 82, 83, 129, 204, 251, 271, 279, 284

Rustrel 49, 72

S

Saint-Antonin 160, 161, 167, 210

Saint-Blaise 22

Saint-Cannat 66, 181, 249, 297

Saint-Chamas 19

Saint-Christol 137

Saint-Cyr-sur-Mer 153, 201

Sainte-Anne-d'Évenos 152

Sainte-Baume (massif de la) 16, 19, 38, 41, 44, 54-56, 60, 62-66, 87-90, 92, 101, 103, 105, 110, 112-113, 161, 178, 203, 204, 218-219, 225, 234, 251, 253, 257, 261, 265, 271, 272, 282, 289, 292, 294, 299, 314

Sainte-Beaume (grottes de la) 81
Sainte-Magdeleine (piton de) 24
Sainte-Marguerite (Fort) 69, 98, 99
Saint-Étienne-les-Orgues 72
Sainte-Victoire (massif de la) 19, 21, 36, 38, 44, 46-47, 64, 87, 89, 91, 112, 132, 160-162, 167, 178, 209-212, 214-215, 254, 258, 262, 266, 274, 285-286, 288-289, 299
Saint-Germain 48
Saint-Henri 77, 168, 306
Saint-Julien 60, 62-63, 256
Saint-Mandrier 71, 99, 102, 127, 266
Saint-Maximin 62, 92, 178, 217, 275
Saint-Nazaire 69, 74
Saint-Pierre-les-Martigues 75
Saint-Raphaël 81-82, 283, 348
Saint-Rémy 90
Saint-Tropez 68, 70, 97, 199-200, 250, 325
Saint-Zacharie 19, 36, 54, 60, 62, 167, 314
Salernes 56, 64, 161, 170, 172, 249, 292, 293, 325
Salette (massif de la) 65, 87, 129, 283
Salon 17, 91, 174, 180, 197, 226, 232-234, 238, 270, 279, 325
Sanary 69, 74
San Peyre (anse) 99
Sault 51, 138, 144, 227, 280, 325
Sausset 65, 77, 206, 208, 270
Ségriès 188, 235, 236
Septèmes 16
Siagne (vallée de la) 79
Sicié (cap, massif de) 11, 16, 69-71, 89, 96, 99, 100-102, 105, 110, 224-225, 241, 264, 276, 278, 282, 287
Signes 39, 218, 219
Simiane 43
Sisteron 157, 190, 191, 255, 289, 351
Six-Fours 99, 100
Solliès-Pont 37, 274
Stoechades (canyon des) 199, 250, 252
Subeyran (massif du) 151, 154
Suzette (massif de) 48-49, 51, 72, 74, 228-229, 256, 257, 267, 275, 288

T

Tanneron (massif du) 11, 12, 31, 70, 75, 95, 97, 114, 115-116, 120-122, 124, 178, 255, 281, 285, 290, 296, 321
Terrubi 220, 223-224, 352
Toulon 12, 15, 23, 30, 39, 53, 66-67, 69, 71, 80, 90, 98-100, 102, 107, 110, 125, 127-129, 151, 168, 197, 254, 256, 261, 266-267, 276, 278-279, 281, 292, 294, 302, 305, 307, 311, 315, 318, 321, 324, 325

Toulourenc (vallée du) 141-142, 227, 280

Toulousane (la) 141

Tourves 24, 42, 220, 253

Trévaresse (chaîne de la) 43, 66, 214, 227, 236-237, 257, 274, 278, 314

V

Vachères 72

Vaison-la-Romaine 138, 325

Valavès 216, 219

Valensole (plateau de) 12, 18, 20-21, 49, 51, 181, 186, 188-189, 229-231, 235-236, 249, 259, 265, 267, 269-272

Var (vallée du) 67

Vaugines 16, 19, 50, 298

Vautubière 222, 286

Vauvenargues 19

Venelles 66, 166, 249

Verdon (vallée du) 11, 12, 67, 132, 135-136, 222, 249, 254, 279, 280, 299, 312

Veyron (banc de) 194, 268

Vinaigre (mont) 97

Vitrolles 35, 77, 159, 327

Volonne 43, 269

Volx 94, 95, 226, 269

Table des matières

Avant-propos 9

Introduction 11

Chapitre 1 - L'œuvre des premiers naturalistes 15

I. Les observateurs de la première heure 15

II. Premiers essais sur la constitution « géognosique » de la Provence 18

A. Pons-Joseph Bernard* (1748-1816) 18

B. Michel Darluc* (1717-1783) 21

C. Horace-Bénédict de Saussure (1740-1799) 23

III. La découverte des volcans éteints 23

Chapitre 2 - Le temps des fondateurs 27

I. État des connaissances « géognosiques » sur la Provence au début du XIXe siècle 27

II. L'exploration de la Basse-Provence cristalline 30

A. Les Maures et l'Estérel 30

B. Les bassins carbonifères 31

C. Le Permien 32

III. L'établissement des bases de la stratigraphie de la Basse-Provence calcaire 32

A. L'œuvre de Philippe Matheron, « père » de la géologie provençale 32

1. Crétacé inférieur 34

2. Crétacé supérieur 34

3. Paléogène 35

4. Miocène 36

5. Quaternaire 36

B. L'évolution des idées à la suite de Philippe Matheron 37

1. L'établissement de la stratigraphie du Trias 37

2. Compléments à la stratigraphie du Jurassique et du Crétacé inférieur 37

3. Débats sur l'âge des « *Calcaires blancs* » de Provence 38

4. Développements de la stratigraphie du Crétacé supérieur 39

IV. Premier débat sur la bauxite 40

V. Travaux d'approche sur l'âge du volcanisme de Basse-Provence 42

VI. Les prémices de l'interprétation tectonique de la Basse-Provence calcaire 43

VII. L'exploration de la Haute-Provence 48

A. La période des défricheurs 48

B. Le travail précurseur de Scipion Gras 49

C. Les progrès décisifs dans l'étude des bassins tertiaires 50

D. La contribution de Franz Leenhardt 51

Chapitre 3 - De Marcel Bertrand à Émile Haug, la découverte des nappes de charriage provençales 53

I. Les découvertes majeures de M. Bertrand en Basse-Provence calcaire ...54

A. Première période (1884-1892) 54

B. Deuxième période (1898-1900) 60

II. Disciples et continuateurs de l'œuvre de Marcel Bertrand en Basse-Provence calcaire 64

III. Les travaux fondamentaux sur la tectonique du socle provençal 67

A. La tectonique hercynienne 67

B. La tectonique *« pyrénéo-provençale »* 69

IV. L'œuvre de Wilfrid Kilian en Haute-Provence 71

V. Les avancées importantes de la stratigraphie 74

VI. Premiers travaux sur le Quaternaire marin 80

VII. L'approche pétrographique des terrains volcaniques 81

A. L'Estérel 81

B. Le volcanisme de la Provence calcaire 82

Chapitre 4 - La période autochtoniste et la négation des nappes de charriage en Provence 85

I. Les travaux de tectonique en Provence calcaire 86

A. La Basse-Provence calcaire occidentale 86

B. La Basse-Provence calcaire orientale 92

C. La Haute-Provence 94

II. La cartographie des Maures, du Tanneron et de l'Estérel.....95

A. Le massif des Maures 95

B. Le massif du Tanneron 97

C. Le massif de l'Estérel 97

III. La controverse sur l'interprétation structurale des massifs hercyniens toulonnais.....98

IV. Les oppositions au concept autochtoniste 103

Chapitre 5 - Les recherches de la période moderne 107

I. L'effondrement du concept autochtoniste 108

II. La Provence hercynienne 114

A. Le socle cristallin et cristallophyllien 114

1. Pétrographie et tectonique 114

2. Géochronologie 116

3. Le complexe leptyno- amphibolique des Maures centrales 117

4. L'exhumation tardi-hercynienne 118

5. Déroulement des événements géodynamiques 120

B. Les bassins carbonifères 122

C. Le Permien 124

1. Le volcanisme 124

2. Les bassins sédimentaires 126

III. La Provence du cycle alpin 128

A. Stratigraphie et paléogéographie 128

1. Trias : l'ouverture du Bassin du Sud-Est 128

2. Jurassique : individualisation de la plate-forme carbonatée provençale 132

3. Crétacé inférieur : l'établissement de la plate-forme urgonienne 135

4. La tectonique du Crétacé moyen et la surrection du bombement durancien 140

5. La bauxite 144

6. Les sables ocreux d'Apt 148

7. Crétacé supérieur : de la gouttière marine provençale aux bassins fluvio-lacustres 151

8. Les étages continentaux et la limite K/T dans le bassin de l'Arc 158

9. Le problème des brèches syntectoniques au passage Crétacé-Tertiaire 160

10. Paléogène : la genèse des grands bassins continentaux 162

11. La controverse sur l'âge des sables bleutés du Haut-Var 170

12. Miocène: du rifting aquitanien à la transgression tortonienne 173

13. L'événement messinien et la transgression pliocène 184

14. Le Quaternaire 189

B. L'exploration géophysique de la croûte 195

C. La découverte du précontinent provençal 197

D. La tectonique de la Basse-Provence calcaire 200

1. Les grands chevauchements de la Basse-Provence calcaire occidentale 201

2. Le forage d'Éguilles et l'énigme du front nord-provençal 212
3. Le bassin de l'Arc 215
4. Les bandes triasiques 216
5. Le bassin de Marseille 220
6. Les structures tectoniques de la région du bas Verdon 222
7. Les relations socle-couverture 222
E. La tectonique de la Haute-Provence : le panneau de couverture nord-provençal .. 226
1. La bordure nord : Mont-Ventoux-Montagne de Lure 227
2. Le massif de Suzette 228
3. Les structures tectoniques sous le plateau de Valensole 229
4. Le bassin oligocène de Manosque et la faille de la Durance 231
5. Le Luberon et les Alpilles 232
6. La faille de Salon-Cavaillon 233
F. La néotectonique 234
1. Le débat sur l'âge de mise en place du front subalpin occidental 235
2. Les failles sismiques de la Provence 236
3. La tectonique quaternaire dans le bassin de Marseille et sur le précontinent 237
G. Les chevauchements provençaux dans le contexte géodynamique de la Méditerranée nord-occidentale 239
1. Un bombement crustal golfe du Lion-Provence 239
2. Un prolongement de l'océan Valaisan en Provence 239
3. Une subduction au Sud du bloc corso-sarde, moteur de la compression pyrénéo-provençale 240

Épilogue 243

Remerciements 247

Références 249

Biographies sommaires 293

Annexes 319

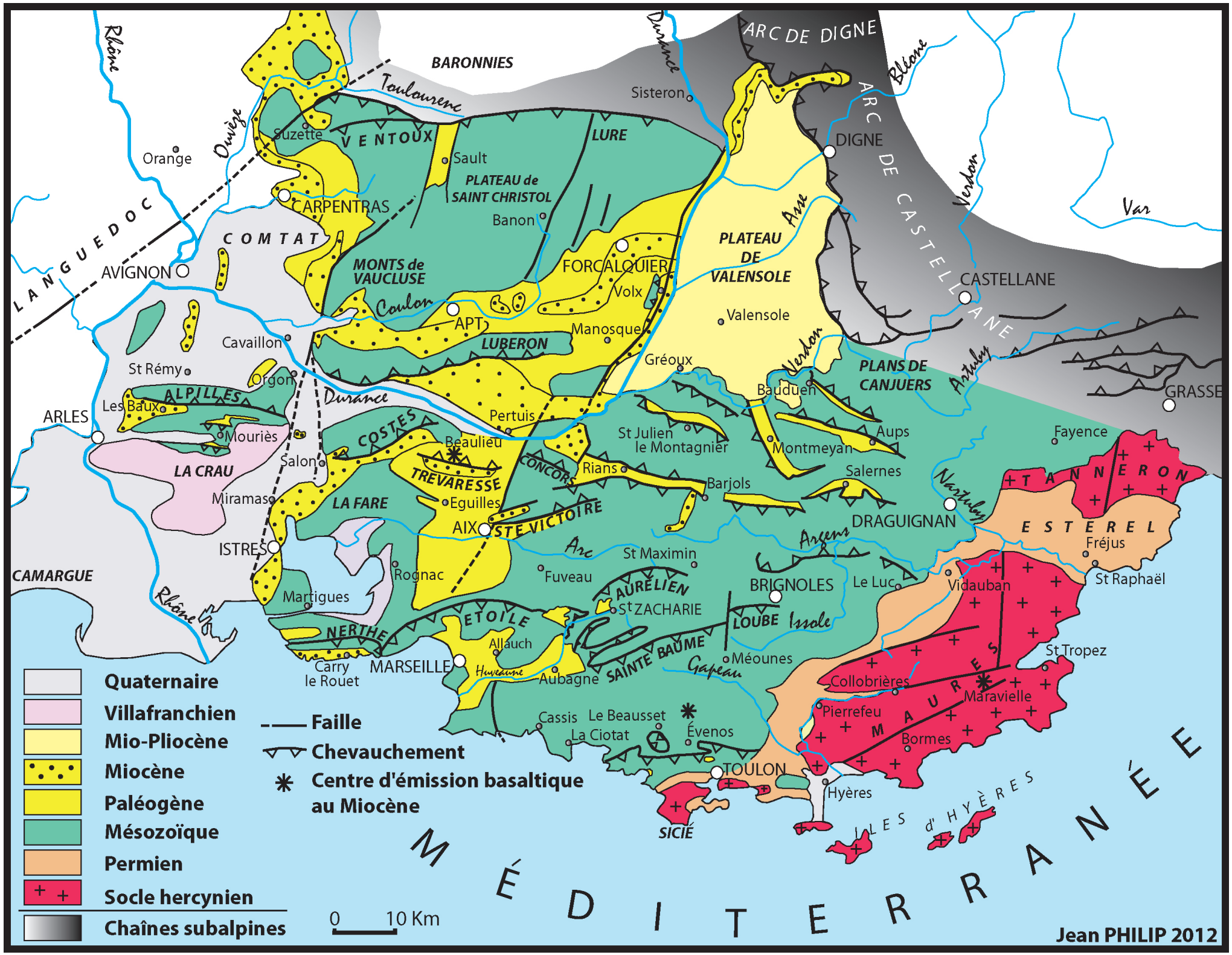
Index alphabétique des auteurs cités 331

Index de quelques notions liées à l'exploration géologique de la Provence 343

Index des figures 347

Index des noms de lieux 353

Table des matières 363



Carte géologique et structurale simplifiée de la Provence