



HAL
open science

Paléoréseaux hydrographiques et paléoreliefs en période de tectonique active : l'Eocène-Miocène basal (45-20 Ma) du bassin du SE de la France, témoin de la formation des Alpes occidentales

Anne-Sabine Grosjean

► **To cite this version:**

Anne-Sabine Grosjean. Paléoréseaux hydrographiques et paléoreliefs en période de tectonique active : l'Eocène-Miocène basal (45-20 Ma) du bassin du SE de la France, témoin de la formation des Alpes occidentales. Sciences de la Terre. Université Claude Bernard - Lyon I, 2013. Français. NNT : 2013LYO10071 . tel-01082323

HAL Id: tel-01082323

<https://theses.hal.science/tel-01082323v1>

Submitted on 13 Nov 2014

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.

71 - 2013
Année 2013

THESE DE L'UNIVERSITE DE LYON

Délivrée par

L'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD LYON 1

ECOLE DOCTORALE E2M2

DIPLOME DE DOCTORAT

(Arrêté du 7 août 2006)

Soutenue publiquement le 16 mai 2013

par

M^{elle} GROSJEAN Anne-Sabine

Paléoréseaux hydrographiques et paléoreliefs en période de tectonique active : l'Eocène-Miocène basal (45-20 Ma) du bassin du SE de la France, témoin de la formation des Alpes occidentales

Directeur de thèse : Dr Bernard PITTET (Université Claude Bernard Lyon1, France)

Co-Directeur de thèse : Dr Véronique GARDIEN (Université Claude Bernard Lyon1, France)

JURY :

M. Michel DUBOIS	Professeur, Université Lille1	Rapporteur
M. Sébastien CASTELLTORT	Professeur Associé, Université de Genève	Rapporteur
M. Pascal ALLEMAND	Professeur, Université Claude Bernard Lyon1	Examineur
M. Fabrice MALARTRE	Docteur, ENSG, Université de Lorraine	Examineur
M. Gweltaz MAHEO	Docteur, Université Claude Bernard Lyon1	Co-encadrant
M. Stéphane GUILLOT	Directeur de Recherche, Université Joseph Fournier	Co-encadrant

Remerciements

Une rigueur spontanée m'amène à organiser ces remerciements en suivant la chronologie de cette histoire qui a débuté il n'y a non pas 25 Ma, mais 25 ans.

Il me semble donc naturel de remercier avant tout ma famille et plus particulièrement mes parents et ma sœur. A l'époque, ils m'ont vue faire de la poudre de cailloux devant la maison et savaient déjà que « quand je serai grande, j'irai à l'école des cailloux ! ». Leur soutien et leurs encouragements m'ont permis d'avancer dans cette voie. Ce soutien se reflète également à travers mon cher Halifax, qui m'a souvent remis en selle (plus qu'il ne m'en a éjecté !) depuis une bonne dizaine d'années. Tout le monde autour de moi connaît ce petit cheval gris, affectueusement nommé « Loulou » par les intimes. Hali fait aussi partie de la famille, alors merci à vous tous !

J'en viens tout aussi naturellement à remercier les Vosgesgirls. Supers amies de toujours, souvent trop éloignées, mais d'un soutien inébranlable. Des premiers chalets dans les bois à la naissance du petit dernier, que de bons moments, et ce n'est pas fini !! Adeline, Steph, Chantal, Anne-Claire, votre présence à mes côtés est un atout.

Mon passage à l'Université de Nancy m'a permis de découvrir le STU Power, avec des potes parfois déjantés et le plus souvent présents pour une petite soirée improvisée, ou juste un bon thé. Je pense notamment à Lucille (le côté déjanté, c'était pour toi !), Stéphanie et Aurélien (Gégé). Ces débuts en géologie avec vous (et les autres) furent ... éclectiques !

Je tiens à associer Anne-So, qui n'est pas géologue, mais qui a parfois subi nos mauvaises blagues. Rien que pour ça, tu mérites un prix. Ton calme et ta sagesse m'ont souvent permis de garder les pieds sur terre.

J'en arrive à Lyon, ville dans laquelle j'ai débarqué sans grande prétention, mais qui, au cours de ces dernières années, m'a apportée un cadre de vie agréable et un projet professionnel.

Les premières rencontres ont été les bonnes : Fab', Ju' et Mag'. J'ai le souvenir de révisions mémorables, et merci de m'avoir permis de m'endormir régulièrement devant Kaamelott. La question se pose toujours : Tom Sawyer est-il l'Amérique ou le symbole de la liberté ? La théorie du reblochon n'a pas permis d'y répondre. Ju', croisement improbable entre un thaïlandais et une libellule, rempli de joie de vivre, de courage et de bonne humeur qui m'éclaircissent toujours. Fab' est devenu un coloc' et ami irréprochable, plein de tendresse et de fantaisies. Merci à vous.

Comment ne pas remercier Serge, qui m'a fait découvrir la sédimentologie de faciès et la stratigraphie séquentielle. Le terrain à la Ferry, jumelles aux poings, c'est un art inimitable !

Et Bernard qui m'a permis de concrétiser au quotidien cette nouvelle passion en me faisant confiance, plusieurs fois même ! Il est devenu, au fil des HCS et des cycles T/R, un ami plus qu'un encadrant. Merci de m'avoir donné ma chance. C'est également ce que je souhaite dire à Véronique, qui m'a donnée l'occasion de découvrir ces petites inclusions frétilles sous le microscope. J'ai été enrichie de vos deux caractères forts, qui m'ont montrés autant les difficultés que la beauté de la recherche.

Cette thèse n'aurait pu voir le jour sans le soutien du projet ANR Alpes. Ce fut à chaque fois un plaisir et un véritable enrichissement d'échanger avec une partie des chercheurs qui s'attachent à raconter l'histoire d'exhumation et d'érosion des Alpes. Plus particulièrement, je tiens à remercier les grenoblois Stéphane Guillot, Matthias Bernet, Peter van der Beek, Pierre

Tricart, Thiéry Dumont et Sébastien Jourdan ; et les lyonnais Gweltaz Mahéo et Hervé Leloup. Certains aspects de mon travail ont reçu une aide amicale, notamment de la part de Michel Dubois (maître Jedi des inclusions fluides) ; et de Torsten Venneman et Philippe Boulevais, sans qui les analyses isotopiques n'auraient pu voir le jour. Je tiens à remercier également Rossana Martini et Daniel Ariztegui qui m'ont chaleureusement accueilli à Genève pour découvrir la cathodo, et Gilles Montagnac pour m'avoir laissé les rênes du Raman. Je ne peux oublier mes chers tontons flambeurs du Col des Lèques (Lolo et Beb) qui m'ont même laissé les clefs du camping en leur absence !

Merci à tous les scientifiques qui font partie de ce laboratoire de Lyon, dont les portes sont toujours ouvertes pour échanger, discuter ou répondre aux diverses questions qu'un jeune thésard peut se poser. En parlant de thésard, nombreux sont ceux qui m'ont montré le chemin de la recherche, des discussions pas toujours scientifiques, mais aussi des bars les plus sympas ! Les « anciens » : Mathieu, Ronan (et Gaïa), Vincent, Raphaël, Jérem, Guillaume, Toto, Baptiste et forcément j'en oublie.

Baptiste, chaque jour ton caractère « attachant » me booste et me donne même parfois l'occasion de râler, j'adore ! Comment ne pas remercier ton soutien qui apaise grandement mes angoisses, ta gentillesse et ta bonne volonté. Merci d'être à mes côtés.

C'est une chance d'avoir ses copains au quotidien ... ou comment lier boulot et perso. J'en oublierai probablement, mais je pense surtout à Marie (non je ne ferai pas de blague sur l'Alsace ! ah zut !) et Mimi (tu n'es plus à Lyon, mais c'est tout comme), Julien qui adore les p'tis poneys, Guillaume jeune prof^o (si si !! désolé, il fallait que je la fasse) qui sacrifie ses dimanches soirs à relire les articles et les projets des potes. Et puis Elsa et Julien, compagnons de galères et de bières. Julien a cumulé plusieurs casquettes au fil de ces années : tantôt à la plonge, tantôt au balai, ce coloc' de bureau au sourire exaspérant est devenu mon inséparable (selon les dires) frangin et ami. Comment parler des potes sans mentionner les piliers du café, dont bien entendu Fafa elle-même, qui prend soin de ses « petits » depuis tant et tant d'années ! Avec Vincent, vous avez été mes gardes du cœur pendant ces dernières années, tant dans les moments difficiles (je n'ai rien lâché !) que lors des rigolades. Ne sont pas en reste Claire et Nat', avec qui faire la quiche est toujours un plaisir. Merci à vous tous pour ces moments de partage et de franche camaraderie.

Mes dernières lignes se dirigent ainsi vers les membres du jury qui me font l'honneur de juger ce travail. Merci à Pascal Allemand, Sébastien Castelltort, Fabrice Malartre et Michel Dubois.



Paléoréseaux hydrographiques et paléoreliefs en période de tectonique active : l'Eocène-Miocène basal (45-20 Ma) du bassin du SE de la France, témoin de la formation des Alpes occidentales

Les réseaux hydrographiques sont les principaux vecteurs de l'érosion des reliefs et de transport des sédiments jusqu'aux bassins. Leur développement, contraint par la tectonique et le climat, est au cœur des recherches sur l'évolution des chaînes de montagnes. Or, la dynamique et la stabilité des réseaux de drainage dans les bassins d'avant-pays, soumis à la subsidence flexurale et à la tectonique locale, restent mal connus. Cette étude s'intéresse à la formation et la dynamique érosive du réseau de drainage du bassin d'avant-pays du SE de la France en lien avec l'exhumation des Alpes occidentales à l'Eocène-Miocène basal (45-20 Ma). Les résultats sédimentologiques et structuraux montrent que ce réseau a été formé précocement au cours de la subsidence du bassin à la faveur de la tectonique compressive régionale. Les sédiments Eocènes déposés dans les paléo-vallées reflètent d'abord un réseau local. A l'Oligocène, l'exhumation des Alpes induit l'extension du réseau jusqu'aux massifs internes alors en érosion. Les galets exotiques déposés dans le bassin contiennent des fractures dévoilant une circulation complexe d'eau (probablement météorique) dans les Alpes. L'étude géochimique des inclusions fluides indique que cette eau a été piégée dans ces veines sous environ 2 km de roches, suggérant l'altitude des reliefs alpins à l'Oligocène. Aujourd'hui, le réseau hydrographique réemprunte en partie les vallées Miocènes, indiquant une relative stabilité de sa géométrie depuis 25 Ma, malgré une activité tectonique constante. Ces résultats peuvent servir de contrainte aux modèles d'évolution des réseaux hydrographiques dans les bassins à différentes échelles spatio-temporelles.

Palaeodrainage networks and palaeotopographies during an active tectonic period: the Eocene-early Miocene (45-20 Ma) of the French South Alpine Foreland Basin, witness of the Western Alps formation

Drainage networks represent the main vectors of erosion of topographies and transport of sediments toward the basins. Their development is constrained by both tectonics and climate, and thus represents the focus of research of mountain belt evolution. However, in foreland basins, the drainage network dynamics and stability are still not well understood due to the overlapping effect of local tectonic activity on the flexural subsidence. This study focus on the formation and on the erosive dynamics of the drainage network in the French South Alpine Foreland Basin that is related to the Western Alps exhumation during the Eocene-early Miocene (45-20 Ma). Combined sedimentological and structural results show that the drainage network has been tectonically-formed during the early stage of subsidence of the basin due to the regional compressional stress. Primarily, the Eocene sediments deposited in the palaeovalleys highlight a local network. During the Oligocene, the Alps exhumation induces the development of the network to the internal massifs that are then eroded. Some exotic pebbles deposited in the basin contain veins that evidence for a complex water circulation (probably meteoric water) within the Alps. The geochemical study of fluid inclusions indicates that the water has been trapped under about 2 km of rocks suggesting the altitude of the alpine reliefs at the Oligocene. Despite a constant tectonic activity, the modern drainage network partially uses the Miocene palaeovalleys that suggest a geometrical stability since about 25 Ma. These results can serve to constrain the various models of drainage network evolution in basins at different space and time scales.

DISCIPLINE: Sciences de la Terre, sédimentologie, géochimie isotopique

MOTS-CLES

Cénozoïque, réseaux hydrographiques, inclusions fluides, tectonique, paléo-topographies

KEYWORDS

Cenozoic, drainage networks, fluid inclusions, tectonics, palaeotopographies

Laboratoire de Géologie de Lyon : Terre, Planètes, Environnement

UMR 5276 (CNRS, Université Lyon1, ENSL)

Université Claude Bernard Lyon1

Campus de la Doua, Bât. Géode

2, rue Raphaël Dubois

69622 Villeurbanne Cedex, France

Table des matières

Chapitre 1. Introduction	p.1
1.1. Contexte géologique	3
1.2. Problématique scientifique.....	5
1.3. Objectifs de la thèse	5
Chapitre 2. Les Alpes occidentales et le bassin d'avant-pays du SE de la France	p.13
2.1. Introduction	15
2.2. Les Alpes occidentales : de l'océan à la chaîne de montagnes	15
2.3. Géologie des Alpes occidentales actuelles	18
2.4. Le bassin d'avant-pays du SE de la France : parent proche des Alpes occidentales	21
2.5. Présentation des secteurs étudiés	23
Chapitre 3. Evolution du réseau hydrographique dans le bassin d'avant-pays du SE de la France au cours de la période Eocène-Miocène basal (~45-20 Ma), la tectonique alpine comme fil conducteur	p.41
3.1. Reconstruction de paléo-vallées Cénozoïques dans le bassin d'avant-pays sud-alpin (l'Eocène-Oligocène de l'arc de Castellane)	43
3.2. Analyse des faciès et environnements de dépôt des Calcaires de Taulanne dans le bassin d'avant-pays sud alpin (Oligocène, SE de la France)	69
3.3. Rôle de la tectonique dans le développement d'un réseau hydrographique : le cas du bassin d'avant-pays Eocène-Miocène basal du SE de la France (~45-20 Ma) .	95
3.4. Conclusions.....	140
Chapitre 4. Reconstitution des circulations de fluides dans les Alpes occidentales à partir de l'étude des inclusions fluides et des isotopes stables (O, H, C)	p.143
4.1. Introduction	145

4.2. Les inclusions fluides comme témoins des circulations de fluide dans les matériaux de la lithosphère149

4.3. Composition isotopique (C, O, H) des quartz et calcites des veines et de leurs inclusions fluides (Conglomérats de St-Lions, Oligocène) : implication sur la circulation de fluides au cours de l'exhumation des massifs alpins153

Chapitre 5. Conclusions et Perspectives p.193

5.1. Conclusions195

5.2. Perspectives204

Annexes p.213

Annexe 1. Cartes géologiques215

Annexe 2. Techniques analytiques pour l'étude des inclusions fluides et des minéraux hôtes : protocoles expérimentaux219

Annexe 3. Données microthermométriques229

Chapitre 1.

Introduction

1.1. Contexte géologique

La morphologie d'une chaîne de montagnes résulte de l'interaction entre les processus tectoniques, climatiques et l'érosion (Willett, 1999 ; Bonnet et Crave, 2003 ; Whipple et Meade, 2006). Dans ce système dynamique, deux grands types d'interactions sont reconnus. Une interaction directe où la tectonique permet une élévation des reliefs et une augmentation des zones de drainages (bassins) favorisant ainsi l'érosion. L'autre indirecte, entre la présence de reliefs et les variations climatiques induites (précipitations, températures), qui aura des répercussions sur l'intensité des mécanismes d'érosion (gravité, rivières, glaciers). Dans tous les cas, la tectonique répond aux variations de contraintes et à la redistribution de la masse orogénique notamment par la création de nouveaux reliefs (Figure 1-1). Ce système complexe induit une architecture diversifiée des plus hauts reliefs jusqu'aux bassins d'avant-pays adjacents, dans lesquels les réseaux hydrographiques sont les vecteurs prédominants de l'érosion, du transport et du dépôt (Burbank et al., 1996; Snyder et al., 2000 ; Carretier et Lucazeau, 2005). La genèse des réseaux hydrographiques fait ainsi l'objet de nombreuses études, qui analysent leur géométrie et leur évolution en fonction de la tectonique (Gupta, 1997; Clark et al., 2004 ; Jones, 2004 ; Brocard et al., 2011 ; Castelltort et al., 2012) et du climat (Tucker et Slingerland, 1997 ; Schlunegger et Hinderer, 2003 ; Monegato et Vezzoli, 2011).

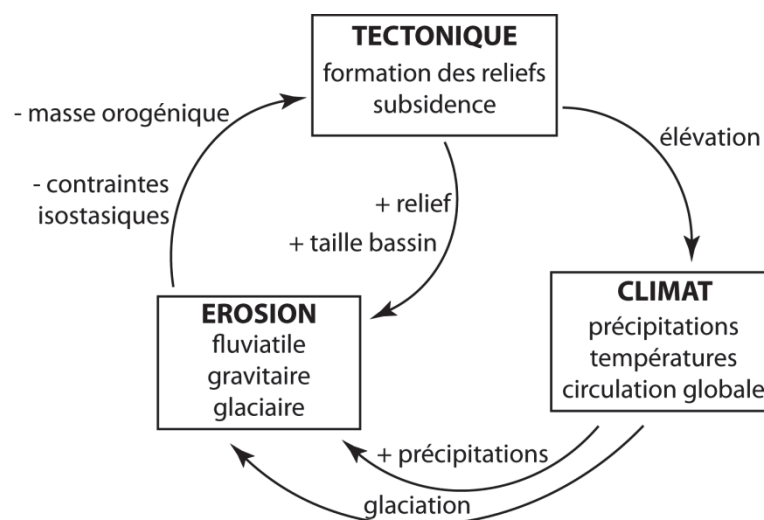


Figure 1-1. Illustration du système dynamique tectonique/érosion/climat à l'origine de l'évolution morphologique et topographique d'une chaîne de montagnes (modifiée d'après <http://pangea.stanford.edu/~dpollard/NSF/main.html> (2012)).

En contexte orogénique, l'organisation des réseaux de drainages semble être héritée des premières phases de mise en place des reliefs à la faveur des propriétés du substrat et de la pente du bassin versant ou encore d'accidents tectoniques majeurs (Vincent et Elliott, 1997 ; Castelltort et Simpson, 2006), permettant ainsi la stabilité du réseau dans le temps (Lawton et al., 1994 ; Horton et DeCelles, 2001 ; Vincent, 2001). Cependant, la tectonique, en créant des plis, des failles ou en exhumant les reliefs, modifie le tracé des rivières, des lignes de partage des eaux et donc des bassins versants (Gupta, 1997 ; Attal, 2009 ; Bonnet, 2009). C'est la compétition entre ces processus antagonistes qui gouverne la géométrie et la longévité des réseaux hydrographiques.

Le mécanisme d'érosion par les rivières a pour résultat l'incision des reliefs, alors que la pénéplation des paysages, liée aux eaux de ruissellement et à l'action du vent et de la gravité, reste faible (Figure 1-2). La reconstitution des reliefs anciens (paléoreliefs) et leur comparaison avec l'altitude des reliefs actuels permettent d'estimer le taux d'érosion. Dans le cas d'une pérennité du réseau de drainage, la topographie régionale reste stable (Burbank et Pinter, 1999), créant ainsi un équilibre entre l'élévation et l'érosion des reliefs et la préservation des surfaces sur le long terme (van der Beek et al., 2009).

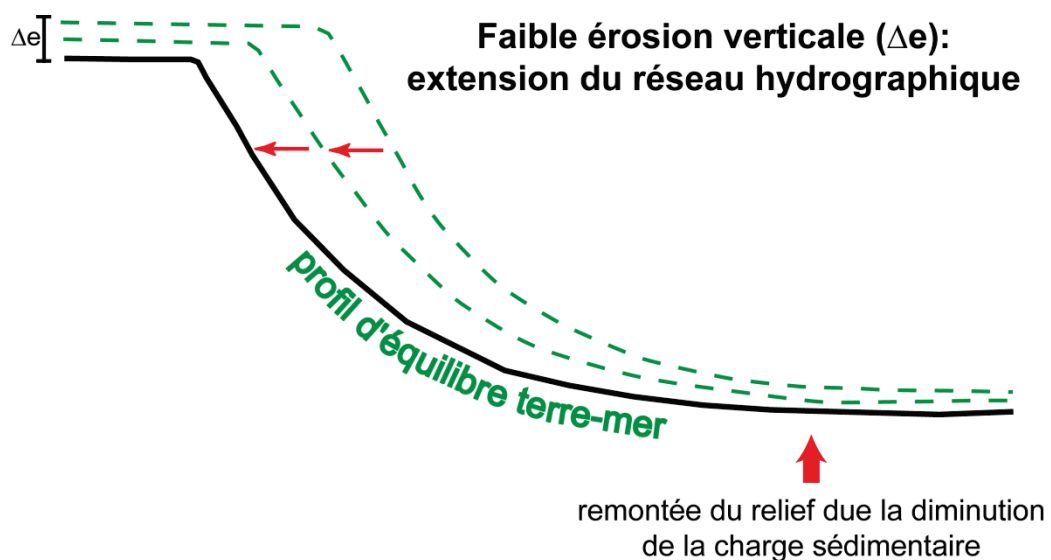


Figure 1-2. Principe d'érosion des reliefs par les rivières. L'érosion se fait préférentiellement latéralement aux reliefs par incision verticale et extension du réseau hydrographique.

1.2. Problématique scientifique

Dans le cadre actuel de changement climatique global et de son impact environnemental et sociétal, il est indispensable de mieux comprendre et de discriminer la part de la tectonique et du climat dans l'érosion des reliefs. Dans les régions montagneuses, les pluies torrentielles peuvent par exemple induire des glissements de terrains, voire des coulées de boues souvent aggravées par l'anthropie. Sur la base de l'actualisme, principe selon lequel les processus passés peuvent être considérés comme analogues aux processus actuels, l'étude de la dynamique d'une chaîne de montagnes à court et long terme pourra alimenter les modèles et prévisions envisagés pour s'adapter aux évolutions climatiques futures.

C'est pourquoi, un projet scientifique d'envergure régionale (ANR « Erosion et Evolution du Relief dans les Alpes occidentales ») a été initié en 2009. Ce projet a pour but de contraindre les mécanismes et les taux d'exhumation et d'érosion des reliefs des Alpes occidentales (Figure 1-3) à trois échelles de temps : (1) Actuel-Holocène (post-0.0115 Ma) ; (2) Pliocène-Quaternaire (post-5 Ma) et ; (3) Cénozoïque supérieur (post-30 Ma). Ce travail de thèse concerne plus particulièrement le volet long terme du projet, faisant le lien entre la formation des reliefs et leur dénudation depuis les premières phases de la collision alpine. Ce lien réside dans la formation et l'extension à l'échelle régionale d'un réseau de drainage, qui représente le principal vecteur de l'érosion des reliefs et qui permet le transfert d'importants apports sédimentaires vers les bassins d'avant-pays situés aux pieds de la chaîne alpine (Kuhlemann et al., 2002). Dans ce cadre, comprendre comment s'initient les réseaux hydrographiques et comment se développe leur géométrie, et évaluer leur stabilité au cours du temps représentent un des points clés dans la compréhension de l'évolution morphologique des reliefs, qu'ils soient situés dans les bassins ou dans les zones plus internes des Alpes.

1.3. Objectifs de la thèse

C'est dans ce cadre qu'a été entreprise l'étude du réseau hydrographique du bassin d'avant-pays du sud-est de la France (Figure 1-3). L'absence de dépôts dus à l'activité de glaciers dans ce secteur au début du Cénozoïque permet d'identifier les réseaux hydrographiques comme le principal vecteur d'érosion des reliefs, de transport et de sédimentation dans le bassin. Les premiers sédiments provenant de l'érosion des massifs

alpins se sont déposés dans ces rivières ou dans la mer et témoignent ainsi de l'étendue régionale du réseau de drainage à travers l'orogène alpine.

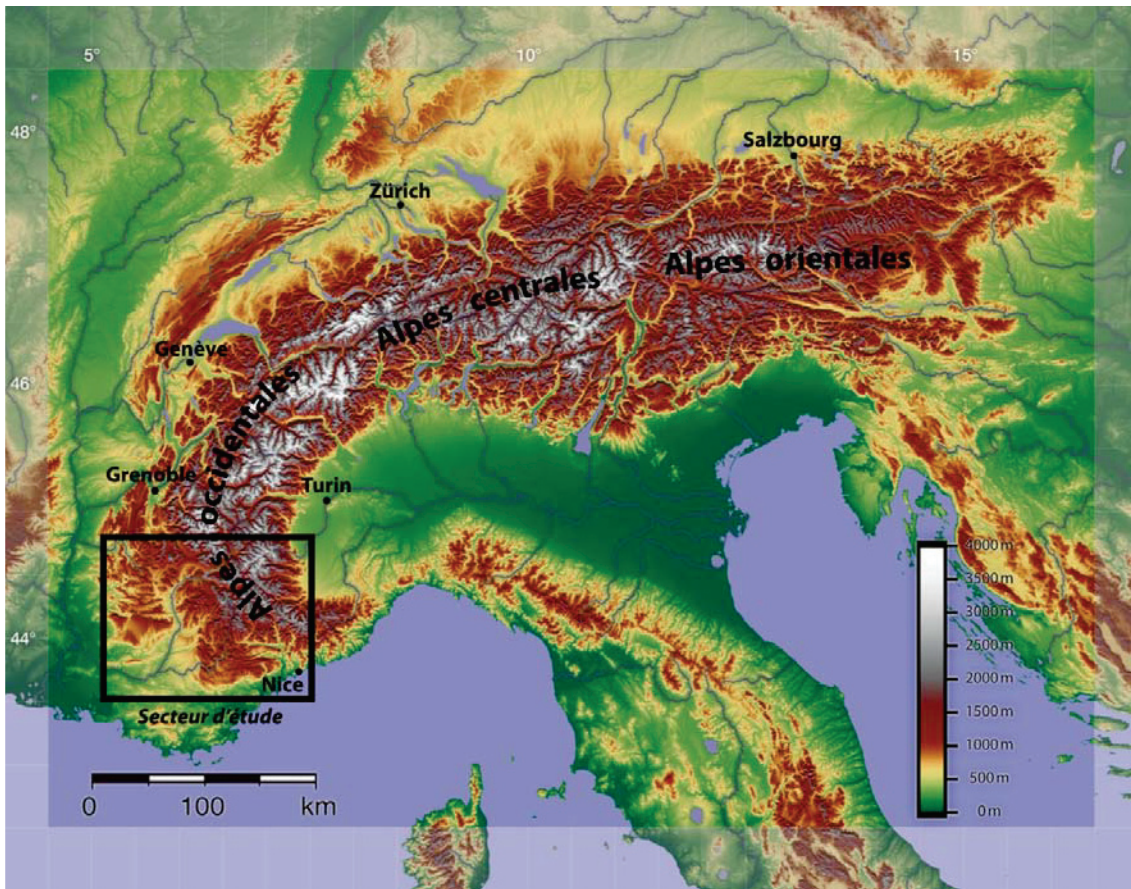


Figure 1-3. Carte topographique des Alpes. Le bassin d'avant-pays du SE de la France se situe dans la partie sud des Alpes occidentales (modifiée d'après <http://wikipedia.org> (2012), données SRTM-NASA).

Cette thèse a été effectuée en suivant deux approches méthodologiques différentes :

(1) Tout d'abord une approche sédimentologique, afin de déterminer l'origine de la structuration et la géométrie de ce réseau hydrographique dans l'histoire de la formation des Alpes. La provenance des sédiments, la dynamique des différents environnements de dépôt, ainsi que leur orientation amont-aval vont permettre de reconstituer la chronologie d'exhumation des reliefs des Alpes. L'identification des paléo-vallées recoupant ces massifs sera mise en relation avec les premières phases de subsidence du bassin d'avant-pays, c'est-à-dire dès l'Eocène (environ -45 Ma ; Sinclair, 1997 ; Allen et al., 2001). Cette méthode permettra également de discuter de l'impact de la tectonique sur la formation du réseau hydrographique et sur son évolution dans l'espace et dans le temps.

(2) Une approche pétrologique et géochimique sur des conglomérats déposés dans les paléo-vallées et contenant des galets provenant des Alpes internes (Evans et Mange-Rajetzky, 1991 ; Meckel et al., 1996 ; Schwartz et al., 2012). Ces galets sont recoupés par des veines de quartz et/ou de calcite qui se sont formées avant l'érosion des roches dont ils proviennent. La méthodologie consiste en une étude microstructurale et microthermométrie associée à l'analyse des isotopes stables (O, H, C) des minéraux hôtes et des fluides contenus dans les inclusions. Elle permettra de déterminer l'origine et la composition des fluides piégés dans ces inclusions, ainsi que leurs conditions de piégeage (pression et température). Il sera alors discuté des paléoreliefs existants et de leur exhumation.

Les travaux que j'ai effectués au cours de cette thèse sont synthétisés dans ce manuscrit en trois parties principales, dont certaines sont sous forme d'article de recherche, publiés ou en cours de préparation.

La première partie (**Chapitre 2**) présente le contexte géologique et géodynamique de formation des Alpes occidentales ainsi que du bassin d'avant-pays du SE de la France. Les différents synclinaux que j'ai étudiés y font l'objet d'une attention particulière, notamment concernant leur structuration et la stratigraphie des sédiments qui les composent.

La seconde partie (**Chapitre 3**) traite de la formation du réseau hydrographique dans le bassin du SE de la France, de la dynamique de dépôt dans les paléo-vallées qui le composent, et de sa stabilité au cours du temps. Cette partie est divisée en trois sections, chacune constituée d'un article scientifique publié ou en cours de préparation. La première section traite de l'étude sédimentologique des dépôts Eocène-Oligocène (45-25 Ma) dans la partie sud du bassin (secteur de Barrême). Nous y démontrons l'existence d'un réseau de paléo-vallées précocement structurées et géométriquement stables au cours du temps malgré une constante activité tectonique due à la formation des reliefs alpins (Grosjean et al., 2012). La deuxième section présente l'analyse spécifique de microfaciès de sédiments carbonatés permettant ainsi une reconstitution paléogéographique et paléo-environnementale d'un lac. Cet exemple particulier illustre comment la dynamique de dépôt dans un secteur géographiquement restreint peut être impactée par les variations climatiques et tectoniques locales et régionales (Grosjean et Pittet, in press). La troisième section discute de l'origine de la structuration de ces paléo-vallées sur l'ensemble du bassin d'avant-pays du SE. Une étude intégrant les données sédimentologiques et structurales recueillies sur le terrain et les données structurales de la littérature permet de proposer un modèle tectono-sédimentaire de formation des paléo-vallées mises en évidence dans ce travail.

La troisième partie (**Chapitre 4**) présente les résultats obtenus à partir de l'étude des fentes de tension des galets provenant des Alpes internes et déposés dans le bassin d'avant-pays. Les données microthermométriques obtenues à partir des inclusions fluides montrent que les veines de quartz et/ou de calcite ont cristallisé en profondeur à partir d'eaux probablement météoriques ayant percolé dans les séries sédimentaires. Les analyses géochimiques des inclusions fluides et de leurs minéraux hôtes enregistrent l'histoire complexe de la circulation des fluides au cours de l'exhumation des massifs alpins et dans le bassin d'avant-pays postérieurement au dépôt des conglomérats.

Mes travaux sont synthétisés dans le **Chapitre 5**, qui présente les grandes conclusions de cette étude, ainsi que certaines perspectives envisagées à partir des données obtenues au cours de cette thèse.

Enfin, ce manuscrit contient trois annexes. La première (**Annexe 1**) illustre précisément la géologie de chacun des synclinaux étudiés. Le réseau hydrographique actuel est superposé à chaque carte géologique interprétative. La seconde (**Annexe 2**) présente les techniques analytiques utilisées pour l'étude des veines, des minéraux hôtes et des inclusions fluides. Enfin la troisième (**Annexe 3**) reprend l'ensemble des mesures microthermométriques effectuées sur les inclusions fluides des échantillons étudiés.

Références

- Allen, P.A., Burgess, P.M., Galewsky, J., Sinclair, H.D., 2001. Flexural-eustatic numerical model for drowning of the Eocene perialpine carbonate ramp and implications for the Alpine geodynamics. *Geological Society of America Bulletin* 113(8), 1052-1066.
- Attal, M., 2009. Rivers split as mountains grow. *Nature Geoscience* 2, 747-748.
- Bonnet, S. 2009. Shrinking and splitting of drainage basins in orogenic landscapes from the migration of the main drainage divide. *Nature Geoscience* 2, 766-771.
- Bonnet, S., Crave, A., 2003. Landscape response to climate change: Insights from experimental modelling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography. *Geology*, 31, 123-126.
- Brocard, G., Teyssier, J., Dunlap, W.J., Authemayou, C., Simon-Labric, T., Cacao-Chiquín, E.N., Gutiérrez-Orrego, A., Morán-Ical, S., 2011. Reorganization of a deeply incised drainage: role of deformation, sedimentation and groundwater flow. *Basin Research* 23, 631-651.

- Burbank, D.W., Pinter, N., 1999. Landscape evolution: the interaction of tectonics and surface processes. *Basin Research* 11, 1-6.
- Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozović, N., Reid, M.R., Duncan, C., 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalaya. *Nature* 379, 505-510.
- Carretier, S., Lucazeau, F., 2005. How does alluvial sedimentation at range fronts modify erosional dynamics of mountain catchment? *Basin Research* 17, 361-381.
- Castelltort, S., Simpson, G., 2006. River spacing and drainage network growth in widening mountain ranges. *Basin Research* 18, 267-276.
- Castelltort, S., Goren, L., Willett, S.D., Champagnac, J.-D., Herman, F., Braun, J., 2012. River drainage patterns in the New Zealand Alps primarily controlled by plate tectonic strain. *Nature Geoscience* 5, 744-748.
- Clark, M.K., Schoenbohm, L.M., Royden, L.H., Whipple, K.X., Burchfiel, B.C., 2004. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. *Tectonics* 23, doi: 10.1029/2002TC001402.
- Evans, M.J., Mange-Rajetzky, M.A., 1991. The provenance of sediments in the Barrême thrust-top basin, Haute-Provence, France. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geological Society of London Special Publication 57, 323-342.
- Grosjean, A.-S., Pittet, B., Ferry, S., Mahéo, G., Gardien, V., 2012. Reconstruction of Tertiary palaeovalleys in the South Alpine Foreland Basin of France (Eocene-Oligocene of the Castellane arc). *Sedimentary Geology* 275-276, 1-21.
- Grosjean, A.-S., Pittet, B., in press. Facies analysis and depositional environments of the Taulanne Limestone Formation in the South Alpine Foreland Basin (Oligocene, southeastern of France). *Facies*, doi: 10.1007/s10347-012-0350-0.
- Gupta, S., 1997. Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin. *Geology* 25, 11-14.
- Horton, B.K., DeCelles, P.G., 2001. Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. *Basin Research* 13, 43-63.
- Jones, S., 2004. Tectonic controls on drainage evolution and development of terminal alluvial fans, southern Pyrenees, Spain. *Terra Nova* 16, 121-127.

- Kuhlemann, J., Frisch, W., Székely, B., Dunkl, I., Kázmér, M., 2002. Post-collisional sediment budget history on the Alps: tectonic versus climatic control. *International Journal of Earth Sciences* 91, 818-837.
- Lawton, T.F., Boyer, S.E., Schmitt, J.G., 1994. Influence of inherited taper on structural variability and conglomerate distribution, Cordilleran fold and thrust belt, western United States. *Geology* 22, 339-342.
- Meckel, L.D., Ford, M., Bernouilli, D., 1996. Tectonic and sedimentary evolution of the Dévoluy Basin, a remnant of the Tertiary western Alpine foreland basin, SE France. *Géologie de la France* 2, 3-26.
- Monegato, G., Vezzoli, G., 2011. Post-Messinian drainage changes triggered by tectonic and climatic events (eastern Southern Alps, Italy). *Sedimentary Geology* 239, 188-198.
- Schlunegger, F., Hinderer, M., 2003. Pleistocene/Holocene climate change, re-establishment of fluvial drainage network and increase in relief in the Swiss Alps. *Terra Nova* 15, 88-95.
- Schwartz, S., Guillot, S., Tricart, P., Bernet, M., Jourdan, S., Dumont, T., Montagnac, G., 2012. Source tracing of detrital serpentinite in the Oligocene molasse deposits from the western Alps (Barrême basin): implication for relief formation in the internal zone. *Geological Magazine*. doi: 10.1017/S0016756811001105.
- Sinclair, H.D., 1997. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: an Alpine perspective. *Geological Society of America Bulletin* 109(3), 324-346.
- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2000. Landscape response to tectonic forcing: digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin* 112(8), 1250-1263.
- Tucker, G.E., Slingerland, R., 1997. Drainage basin responses to climate change. *Water Resources Research*, 33(8), 2031-2047.
- van der Beek, P., Van Melle, J., Guillot, S., Pêcher, A., Reiners, P.W., Nicolescu, S., Latif, M., 2009. Eocene Tibetan plateau remnants preserved in the northwest Himalaya. *Nature Geoscience* 2, 364-368.
- Vincent, S.J., 2001. The Sis palaeovalley: a record of proximal fluvial sedimentation and drainage basin development in response to Pyrenean mountain building. *Sedimentology* 48, 1235-1276.

Vincent, S.J., Elliott, T., 1997. Long-lived transfer-zone palaeovalleys in mountain belts: an example from the Tertiary of Spanish Pyrenees. *Journal of Sedimentary Research* 67(2), 303-310.

Whipple, K.X., Meade, B.J., 2006. Orogen response to changes in climatic and tectonic forcing. *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 218-228.

Willett, S.D., 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research*, 104, 28957-28981.

<http://pangea.stanford.edu/~dpollard/NSF/main.html> (2012)

<http://wikipedia.org> (2012)



Chapitre 2.

Les Alpes occidentales et le bassin d'avant-pays du SE de la France

2.1. Introduction

Les nombreuses études réalisées depuis un siècle témoignent du fait que les Alpes sont un terrain d'étude exceptionnel pour les scientifiques de toutes les disciplines des Sciences de la Terre et que cette chaîne de montagnes fait encore aujourd'hui l'objet de questionnements autant sur sa formation que son évolution au cours du temps.

Dès Argand (1916), qui propose un modèle de formation des Alpes par l'intermédiaire d'un empilement de nappes, l'orogène alpine est reliée à la collision entre l'Afrique et l'Europe. Au cours du 20^{ème} siècle, l'évolution des connaissances dans le domaine des géosciences a permis de montrer la nature complexe de l'histoire de la structuration des chaînes alpines (Trümpy, 1960, 1975 ; Boudon et al., 1976 ; Gosso et al., 1979 ; Ricou et Siddans, 1986 ; Avigad et al., 1993 ; Rubatto et al., 1998). Plus récemment, qu'elles soient structurales (Ceriani et Schmid, 2004 ; Tricart, 2004), géochronologiques (Kuhleemann et al., 2006 ; Bernet et al., 2009), tectono-sédimentaires (Sissingh, 2001 ; Dumont et al., 2012) ou encore pétrologiques (Garzanti et Malusa, 2008 ; Jourdan et al., 2012 ; Schwartz et al., 2012), l'interaction entre ces disciplines a permis de développer des modèles de plus en plus précis de formation des Alpes (Schmid et al., 2004 ; Rosenbaum et Lister, 2005 ; Handy et al., 2010) et de dynamique des bassins associés (Sinclair, 1997a ; Berger et al., 2005 ; Kuhleemann, 2007).

Ce chapitre n'a pas pour but d'établir une liste exhaustive de l'ensemble de ces travaux, mais de présenter les grands traits de l'histoire de la formation des Alpes. Une partie de ce chapitre sera dédiée au bassin d'avant-pays du SE de la France et à sa place dans le système alpin. L'accent sera mis sur sa structuration et son évolution du début de l'Eocène au début du Miocène (~45-20 Ma), période centrale de cette thèse. Enfin, une présentation géologique et stratigraphique de l'ensemble des secteurs étudiés au cours de cette thèse sera présentée en fin de chapitre.

2.2. Les Alpes occidentales : de l'océan à la chaîne de montagnes

2.2.1. Phase d'extension du Trias au Crétacé

L'histoire des Alpes débute dès le Permien et le Trias (~298-201 Ma), périodes qui caractérisent le début de la fragmentation de la Pangée et la mise en eau de la future Téthys occidentale (Stampfli et al., 2002). Ce morcellement induit le dépôt de grès marins peu profonds précédant une sédimentation de plate-forme carbonatée et évaporitique. L'extension

continentale (formation de blocs basculés) de la Téthys occidentale associée à la fragmentation de la Pangée se poursuit au Mésozoïque (~201-85 Ma ; Figure 2-1 ; Coward et Dietrich, 1989). Dans les Alpes occidentales, le Jurassique est marqué par une phase de rifting et de l'ouverture de l'Océan Liguro-Piémontais, contemporain de l'Océan Atlantique Central (Coward et Dietrich, 1989 ; Lemoine et al., 2000). Cette ouverture océanique est liée au détachement de l'Europe par rapport à l'Afrique à la faveur d'une zone transformante (Lemoine et al., 1989). Une sédimentation de bassin (alternances marno-calcaires) se met en place sur la marge passive européenne, associée à des événements turbiditiques syn-rift. Suite à cette phase extensive, un plancher océanique se forme jusqu'au milieu du Crétacé (Lemoine et al., 1986 ; Claudel et al., 1997). Les premiers sédiments océaniques (datés du Bathonien au Tithonien, ~168-145 Ma) sont des radiolarites qui se superposent aux séries ophiolitiques (Cordey et Bailly, 2007 ; Cordey et al., 2012).

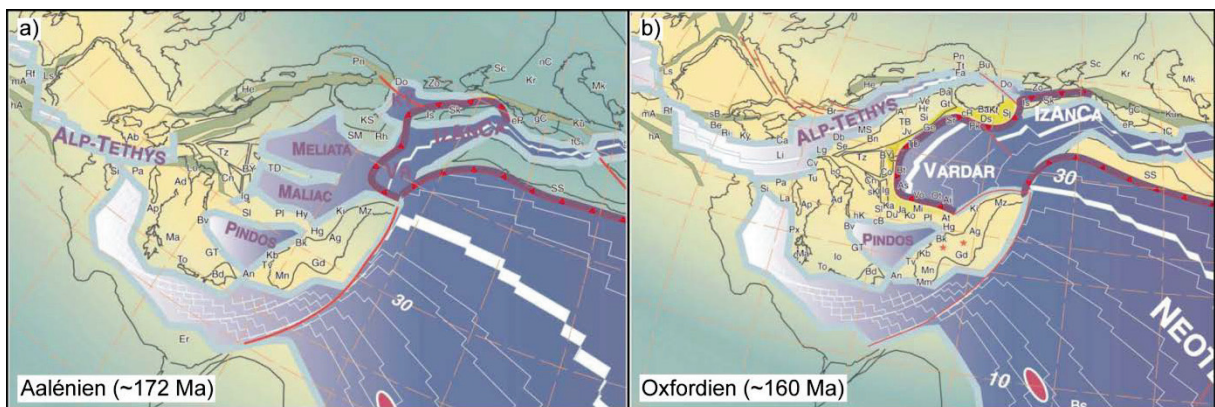


Figure 2-1. Reconstruction paléogéographique de l'ouverture de la Téthys au cours du Jurassique (d'après Stampfli et al., 2002).

2.2.2. Convergence et subduction au Crétacé : la phase « Pyrénéo-Provençale »

L'ouverture de l'Océan Atlantique Sud, responsable de l'ouverture du Golfe de Gascogne, entraîne dès le milieu du Crétacé (~120 Ma) une rotation antihoraire des contraintes de 23° environ autour d'un pôle centré sur Paris et la remontée générale vers le nord de la plaque Africaine vers la plaque Européenne (Dewey et al., 1989 ; Rosenbaum et al., 2002). Plus précisément, la microplaque Adriatique (ou plaque Apulienne ; Schmid et al., 2004), indépendante par rapport à la plaque Africaine (Tapponnier, 1977), montre non seulement un mouvement de convergence vers le nord, mais également une rotation antihoraire. C'est cette dynamique qui engendre la fermeture de l'Océan Liguro-Piémontais et la formation d'un prisme d'accrétion, puis la collision alpine (Figure 2-2 ; Handy et al., 2010).

La subduction vers le sud de la marge passive européenne sous la microplaque Adriatique entraîne avec elle la croûte océanique ainsi que des séries sédimentaires qui la recouvrent (Ersnt, 1973 ; Lardeaux et Spalla, 1991 ; de Graciansky et al., 2010).

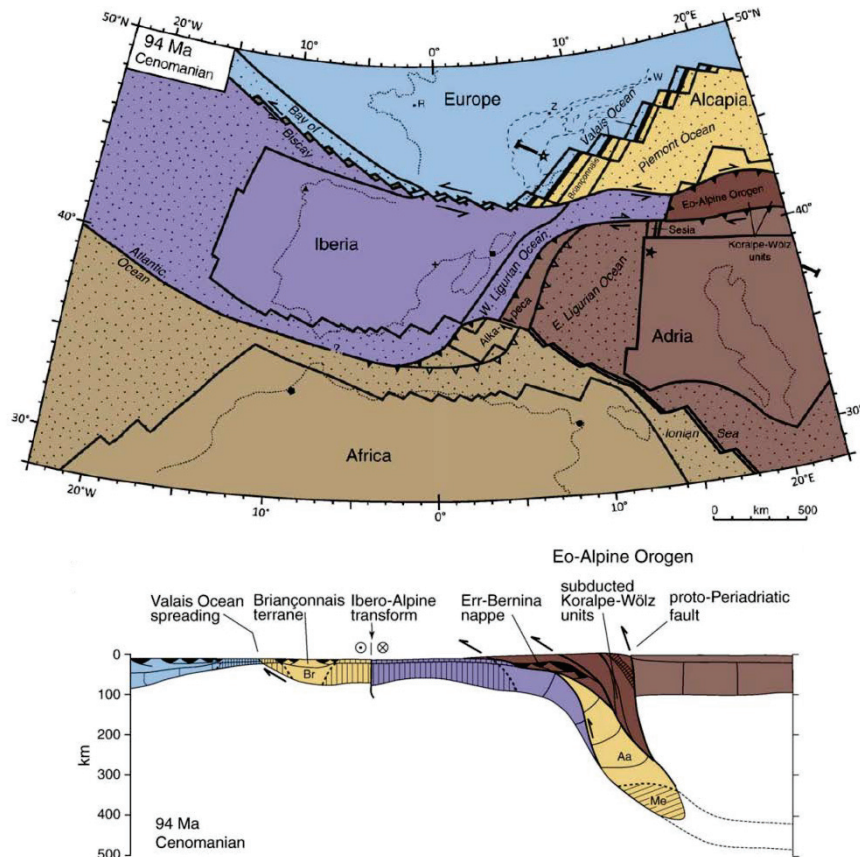


Figure 2-2. Carte et coupe transversale des plaques tectoniques mises en jeu au cours de la fermeture de l'Océan Liguro-Piémontais et de la subduction de la marge passive européenne sous la microplaque Adriatique (Crétacé supérieur, d'après Handy et al., 2010).

2.2.3. De la subduction à la collision continentale cénozoïque : la phase « Alpine »

Le prisme orogénique s'édifie alors et présente un métamorphisme de plus haute pression d'ouest en est (dû à l'enfouissement plus profond des unités proches de la zone de subduction) daté de 60 à 40 Ma (Figure 2-3a ; Duchêne et al., 1997 ; Rosenbaum et Lister, 2005 ; Gerber, 2008). Une étape pré-collisionnelle de subduction de la croûte continentale européenne à l'Eocène inférieur (Figure 2-3b ; Berger et Bousquet, 2008) aboutira à l'empilement des premières nappes de charriage (Tricart, 1984). La limite Eocène-Oligocène (34 Ma) représente une révolution dans l'histoire géodynamique de formation des Alpes. En effet, l'intensification de la rotation antihoraire de la microplaque Adriatique entraîne une

rotation des contraintes initialement S-N vers une convergence E-O (Figures 2-3c et 2-3d ; Ford et al., 2006 ; Dumont et al., 2012). A la faveur des anciennes failles normales téthysiennes inversées (Tricart et Lemoine, 1986 ; de Graciansky et al., 2010), le prisme d'accrétion océanique, pris entre les croûtes continentales Européenne et Adriatique, émerge à l'Oligocène (Morag et al., 2008 ; Simon-Labric et al., 2009 ; Bernet et Tricart, 2011).

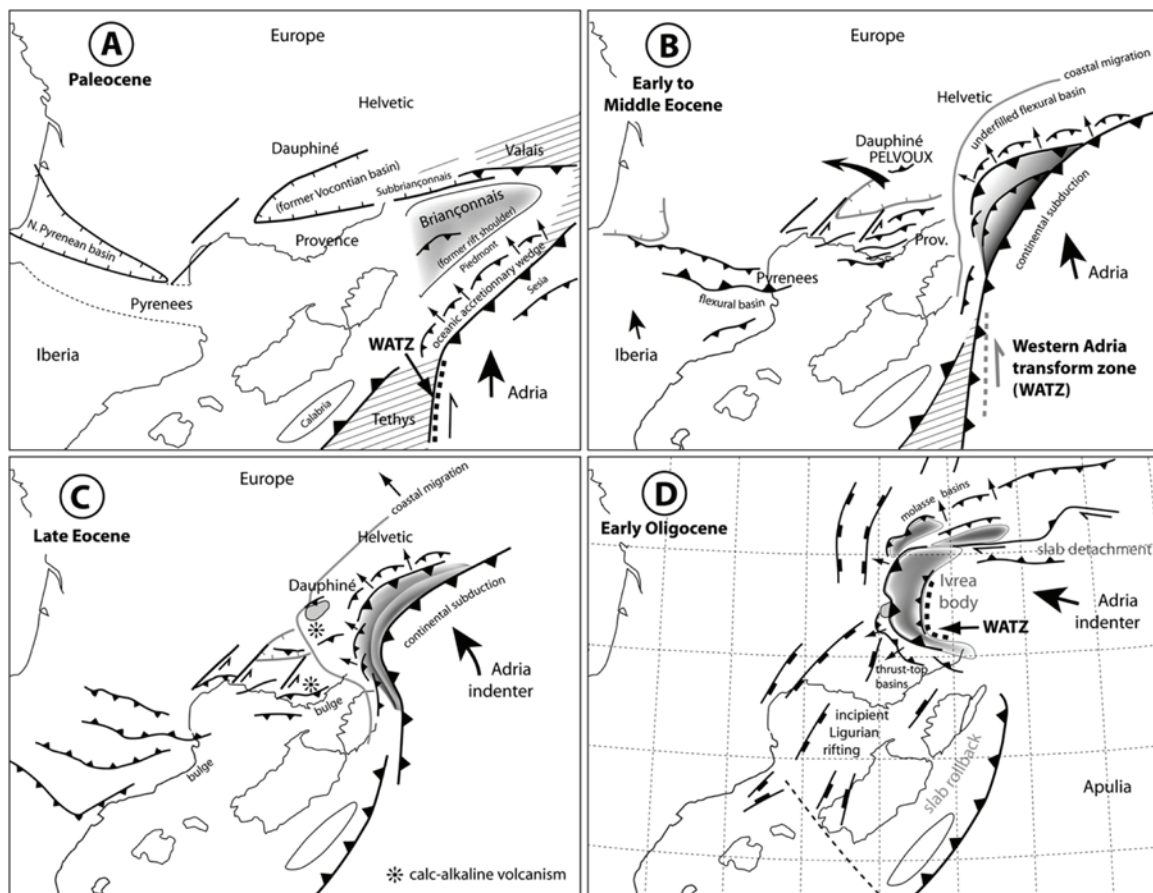


Figure 2-3. Reconstruction de la paléogéographie et des contraintes dans les Alpes occidentales au cours du Paléogène (d'après Dumont et al., 2012).

2.3. Géologie des Alpes occidentales actuelles

Les grandes phases décrites ci-dessus sont responsables de la structure arquée qui caractérise les Alpes occidentales. Elles sont classiquement divisées en deux grands ensembles : la Zone Interne et la Zone Externe. Ces deux zones sont séparées par un chevauchement majeur : le **Front Pennique** qui a permis le charriage du domaine interne métamorphique sur le domaine externe peu ou pas métamorphisé (Figure 2-4).

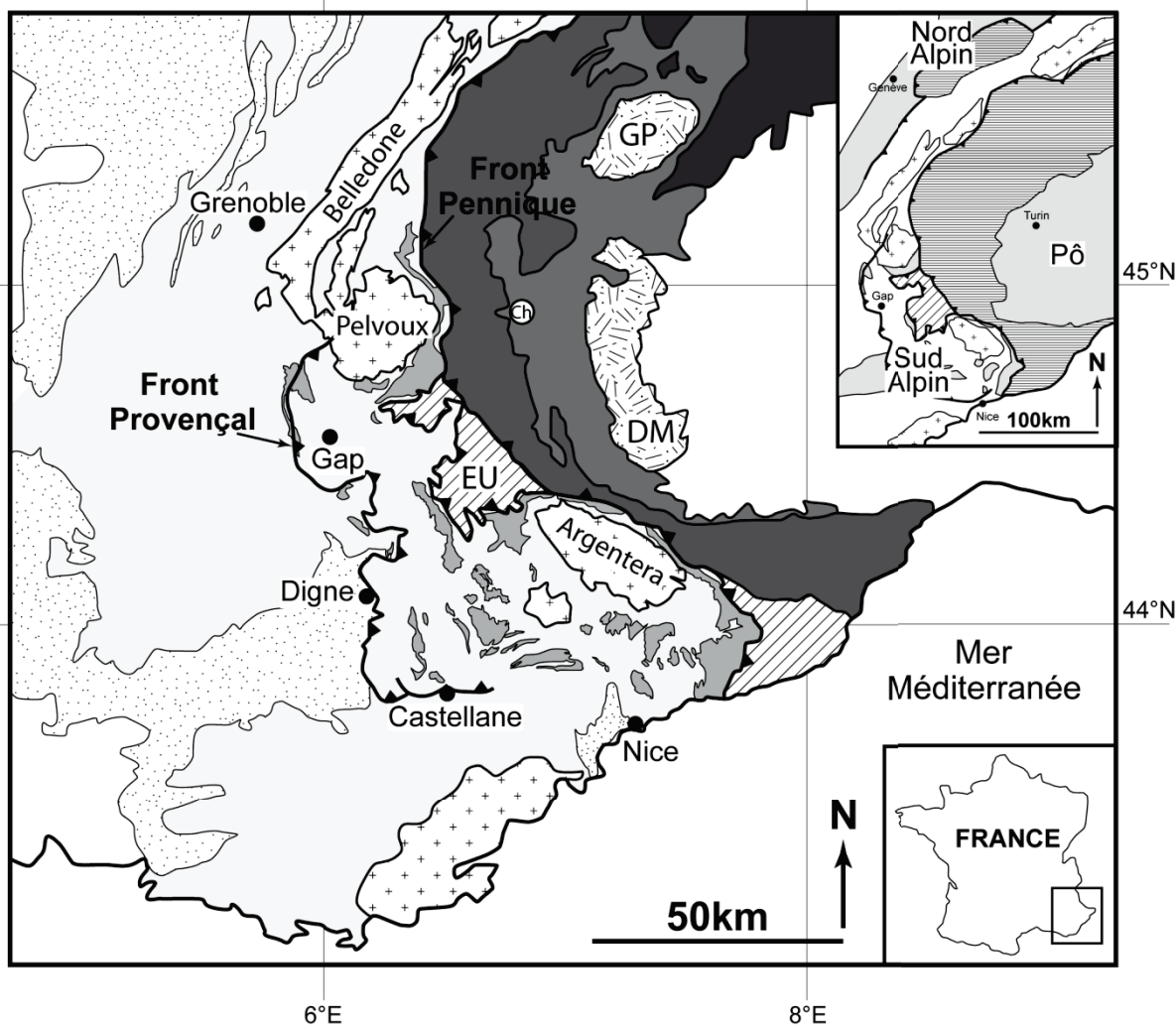


Figure 2-4. Carte géologique simplifiée des Alpes occidentales et du bassin d'avant pays du SE de la France. Abréviations : Ch, Chenaillet ; DM, Dora Maira ; EU, Embrun-Ubaye ; GP, Grand Paradis (modifiée d'après Jourdan et al., 2012).

La **Zone Externe** correspond à la **couverture sédimentaire mésozoïque** de la croûte continentale européenne affectée par une tectonique de plissement superficielle qui est liée à la dynamique de formation du bassin d'avant-pays (voir section suivante 2.4). Y sont associés **les sédiments cénozoïques** qui comblent le bassin et sont ensuite intégrés à la chaîne alpine.

A l'est, les **Massifs Cristallins Externes** (Argentera, Pelvoux, Belledonne et plus au nord le Mont Blanc) correspondent au socle Hercynien de la plaque Européenne (Lemoine et al., 1981 ; Corsini et al., 2004 ; Guillot et al., 2009).

La **Zone Interne**, située à l'est du Front Pennique, est composée d'unités géologiques déformées et métamorphisées au cours de la subduction océanique et de la collision continentale. Dans la partie sud des Alpes occidentales (secteur d'étude, Figure 1-3), on retrouve d'ouest en est:

- Les **Flyschs à Helminthoïdes** qui sont des dépôts turbiditiques grésocalcaires déposés à l'aplomb de la zone de subduction au cours du Crétacé supérieur-Paléocène. Une partie de ces flyschs a été intégrée au prisme d'accrétion à la fin de la phase Pyrénéo-Provençale, alors que l'autre partie va migrer sur la zone Briançonnaise au début de la phase Alpine, formant notamment la nappe Embrun-Ubaye (Kerckhove et al., 2005).
- La **zone Briançonnaise** est composée du socle ainsi que des sédiments de la paléomarge européenne allant du Paléozoïque au Cénozoïque. Ces dépôts ont enregistré l'ensemble de la période océanique téthysienne.
- La **zone Piémontaise** correspond aux unités d'origine océanique (pied de marge et croûte océanique). Elle est constituée d'ophiolites de l'Océan Liguro-Piémontais et de sa couverture sédimentaire intensément plissée, les « Schistes Lustrés » (Lemoine et Tricart, 1986 ; Tricart et Schwartz, 2006). Ces alternances marno-calcaires métamorphisées sont datées du Cénomano-Turonien (~100-90 Ma ; Fudral et al., 1987). Une partie des ophiolites obductées n'a pas été métamorphisée, c'est le cas de l'unité du Chenaillet (Figure 2-4) qui préserve aujourd'hui l'ensemble de la structure d'un plancher océanique de type ride lente (Oceanic Core Complex ; Chalot-Prat, 2005 ; Manatschal et al., 2011).
- Les **Massifs Cristallins Internes** (Dora Maira, Grand Paradis) représentent les unités des Alpes internes métamorphisées à plus haute pression. Ils sont constitués d'un empilement de socles cristallins d'origine Briançonnaise ou Piémontaise (Chopin et al., 1991).

2.4. Le bassin d'avant-pays du SE de la France : parent proche des Alpes occidentales

2.4.1. Qu'est-ce qu'un bassin d'avant-pays ?

Au cours de la formation d'une chaîne de montagnes, la surcharge orogénique due au poids des séries exhumées entraîne une flexure de la lithosphère (Allen et al., 1986). Les bassins d'avant-pays résultent de cette **subsidence lithosphérique régionale** et sont comblés par les produits de l'érosion des reliefs de part et d'autre du prisme orogénique (Figure 2-5a ; DeCelles et Giles, 1996).

Un bassin d'avant-pays est classiquement divisé en quatre zones de dépôts (Figure 2-5b ; DeCelles et Giles, 1996). La « **wedge-top zone** » est située au front du prisme orogénique. Affectée par les chevauchements situés en avant du prisme, la sédimentation y enregistre d'abondantes discontinuités syn-tectoniques. La « **foredeep zone** » enregistre les plus forts taux de subsidence de la lithosphère et d'apports sédimentaires provenant principalement du prisme d'accrétion. La « **forebulge zone** » reflète un bombement flexural. Son potentiel d'accommodation est généralement faible ou négatif, induisant alors une érosion de cette zone. La « **back-bulge zone** » est la plus externe du bassin d'avant-pays. Les faibles taux de subsidence qui caractérisent cette zone impliquent des unités stratigraphiques d'épaisseurs plus faibles que celles déposées dans la « foredeep zone ».

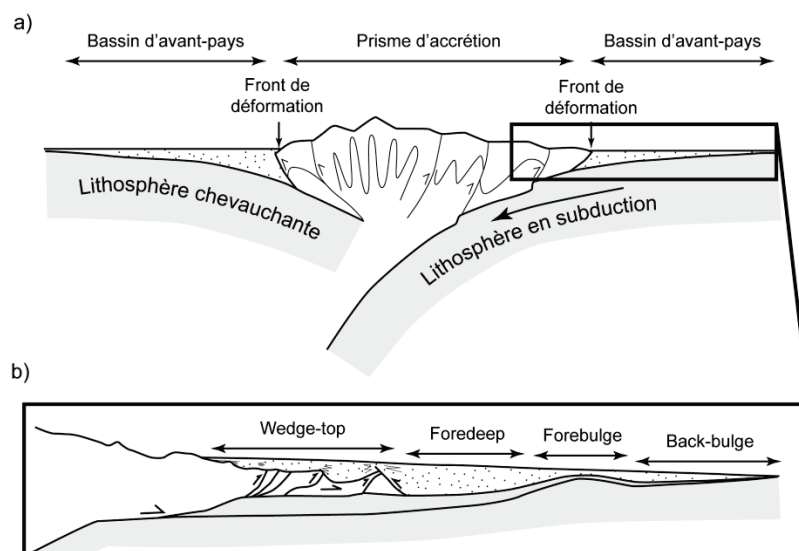


Figure 2-5. Coupes transversales à travers une chaîne de montagnes typique illustrant a) la position des bassins d'avant-pays par rapport au prisme orogénique (modifiée d'après Naylor et Sinclair, 2008) et b) les quatre zones de dépôt des sédiments dans un bassin d'avant-pays (modifiée d'après DeCelles et Giles, 1996).

Grâce à une compilation de données sur différents bassins d'avant-pays dans le monde, Sinclair (1997a, b) décrit le comblement sédimentaire typique d'un bassin d'avant-pays. Il s'effectue en deux grandes phases. Tout d'abord, la phase dite sous-alimentée (« **underfilled** ») correspond à la période où la subsidence de la lithosphère crée suffisamment d'espace disponible pour une sédimentation marine conséquente. Cette sédimentation est constituée de trois unités qui se succèdent dans l'espace et le temps (Figure 2-6): (1) des dépôts côtiers peu profonds et/ou de **plate-forme carbonatée** peu profonde ; (2) la sédimentation de **marnes hémipélagiques** suit l'approfondissement dû à la propagation de la subsidence et ; (3) le dépôt d'une épaisse **série turbiditique** dans la zone la plus profonde, localisée à proximité du prisme orogénique. Ensuite, le comblement se poursuit au cours des phases dites alimentée et suralimentée (« **filled** » et « **overfilled** ») qui sont caractérisées par des dépôts **continentaux molassiques** silicoclastiques et lacustres. La fin de la phase « overfilled » correspond à la fin de comblement du bassin, à son intégration au prisme orogénique et à la migration de la zone de dépôt plus en avant de la chaîne. Le mécanisme à l'origine de la transition entre la phase sous-alimentée et la phase molassique n'est pas encore très bien contraint. Elle semble coïncider dans les Alpes avec une augmentation des taux d'exhumation à l'Oligocène (Sinclair et Allen, 1992) et est caractérisée par des sédiments marins peu profonds et continentaux (Homewood et al., 1986 ; Ford et al., 1999).

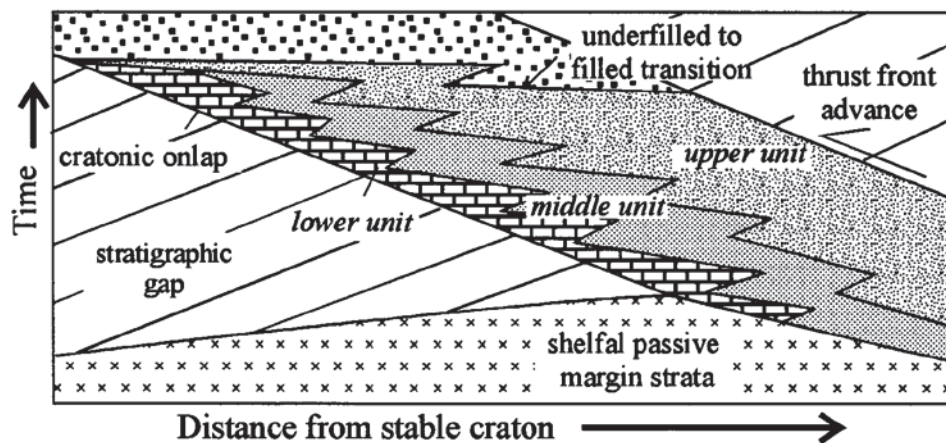


Figure 2-6. Représentation chronostratigraphique des unités composant la phase « underfilled » de remplissage de bassin d'avant-pays. Ces unités sont diachrones en réponse à la migration de la subsidence dans le bassin (d'après Sinclair, 1997a).

2.4.2. Structuration du bassin sud alpin liée à la formation des Alpes occidentales

Les dépôts datant de l'Eocène-Miocène basal (~45-20 Ma) étudiés dans cette thèse sont aujourd'hui intégrés au prisme orogénique (Figure 2-5). L'histoire de la structuration du bassin d'avant-pays du SE de la France est classiquement reliée aux deux grandes phases de convergence : la phase Pyrénéo-Provençale et la phase Alpine (voir section 2.2). La superposition de ces deux phases tectoniques entraîne la formation d'un réseau complexe de plis et de failles, caractérisant la géométrie de ce bassin. Depuis le Crétacé supérieur, la microplaque Adriatique converge vers le nord. Cette phase de compression Pyrénéo-Provençale est à l'origine des nombreux plis orientés E-O enregistrés par les séries mésozoïques jusqu'au nord du Dévoluy (Lemoine et al., 2000 ; Dumont et al., 2011). Suite à la rotation de la microplaque Adriatique, les contraintes s'orientent vers l'ouest. Dès le début de l'Oligocène, les niveaux évaporitiques triasiques font office de niveaux de décollements (Siddans, 1979 ; Fry, 1989 ; Lickorish et Ford, 1998) et les anciennes failles normales téthysiennes sont reprises en failles inverses (de Graciansky et al., 1989 ; de Graciansky et al., 2010). La déformation est ainsi principalement localisée au niveau des chevauchements formant des bassins en piggy-back en avant du prisme orogénique.

2.5. Présentation des secteurs étudiés

2.5.1. Cadre géologique général des synclinaux

Sur l'ensemble du bassin d'avant-pays du SE de la France, onze synclinaux ont fait l'objet d'une étude cartographique et sédimentologique. Du SE au NO, il s'agit des secteurs d'Entrevaux, de Peyresq, d'Argens, de Taulanne, de Blioux, de Barrême, d'Esclangon, d'Esparron-la-Bâtie, de Faucon-du-Caire, de Montmaur et de St-Disdier (Figure 2-7). Dans huit des onze synclinaux, la dynamique des systèmes de dépôts et leur évolution dans l'espace et dans le temps ont été décrits en détail et sont intégrés au Chapitre 3 de cette thèse. Les synclinaux d'Esclangon, d'Esparron-la-Bâtie et de Faucon-du-Caire n'ont fait l'objet que d'une étude préliminaire ; ils sont tout de même intégrés à ce travail dans la discussion de la dynamique du bassin d'avant-pays à grande échelle (Chapitre 5).

Géographiquement, les synclinaux d'Entrevaux, de Peyresq, d'Argens, de Taulanne, de Blioux et de Barrême font partie de l'Arc de Castellane et sont situés en arrière du Front Provençal. Les cinq synclinaux situés plus au nord (Esclangon, Esparron-la-Bâtie, Faucon-du-Caire, Montmaur et St-Disdier) ne sont eux pas intégrés au prisme, puisque localisés en avant

du Front Provençal. Ils sont en partie chevauchés par la nappe de Digne (Figure 2-7). Des cartes géologiques interprétatives de chacun des synclinaux ont été réalisées en combinant les relevés effectués sur le terrain et les données existantes dans la littérature. Ces cartes sont présentées en Annexe 1.

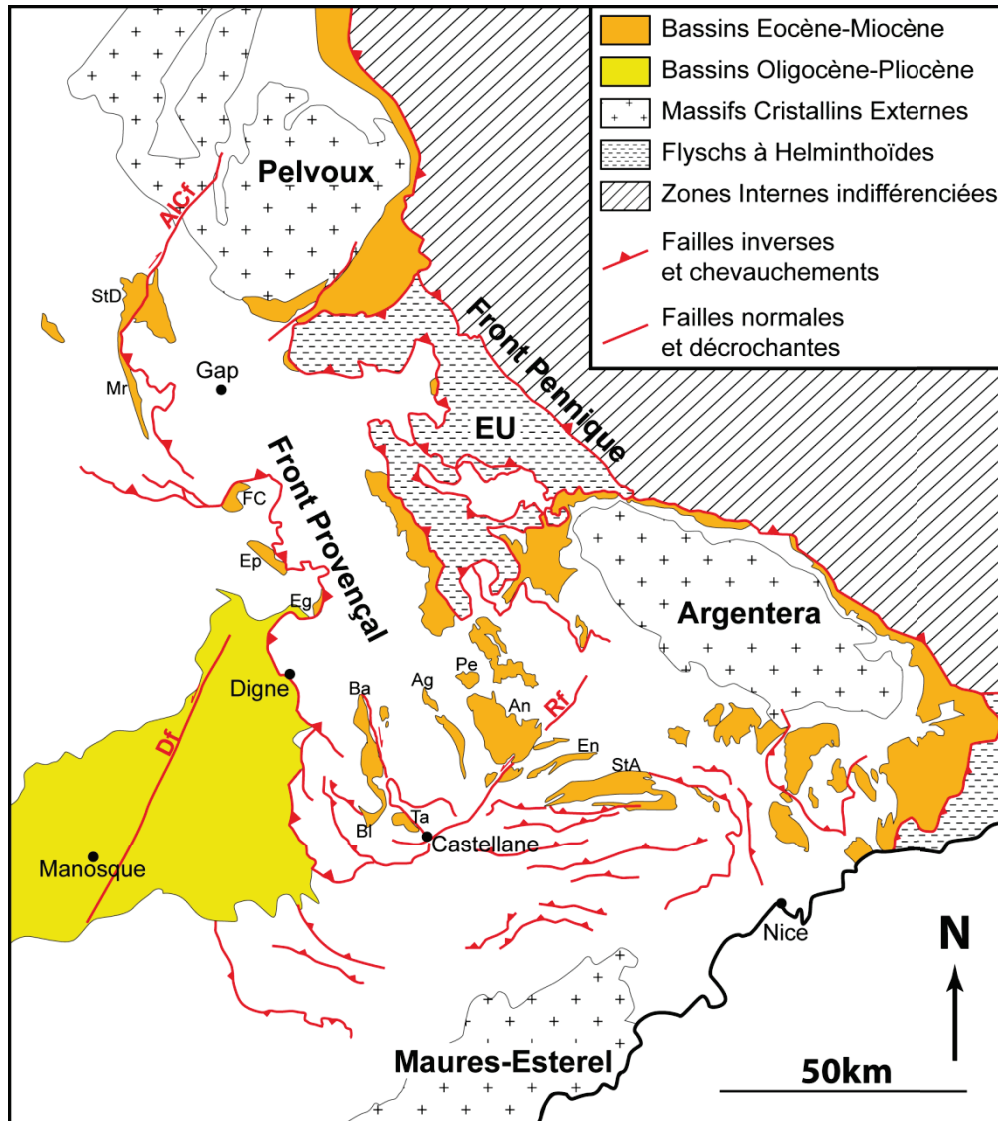


Figure 2-7. Localisation des synclinaux étudiés au cours de cette thèse dans le bassin d'avant-pays du SE de la France. Abréviations : AICf, Faille d'Aspres-les-Corps ; An, Annot ; Ag, Argens ; Ba, Barrême ; Bl, Blioux ; Df, Faille de la Durance ; Eg, Esclangon ; En, Entrevaux ; Ep, Esparron ; FC, Faucon-du-Caire ; Mr, Montmaur ; Pe, Peyresq ; StA, St-Antonin ; StD, St-Disdier ; Ta, Taulanne ; Rf, Faille de Rouaine (modifiée d'après Ford et al., 1999).

2.5.2. Stratigraphie : état de l'art et problèmes associés

2.5.2.1. Les données existantes

D'une manière générale, la même dynamique de dépôt est enregistrée sur l'ensemble des synclinaux étudiés, qui montrent les premiers sédiments marins typiques de la phase « underfilled » de remplissage d'un bassin d'avant-pays, suivis par les dépôts continentaux molassiques de la phase « filled » et « overfilled ». Une synthèse stratigraphique faite à partir des données bibliographiques (principalement les cartes géologiques) des onze secteurs étudiés est présentée en Figure 2-8. La description sédimentologique détaillée et les interprétations environnementales et dynamiques de chaque série sédimentaire représentent la base du travail de l'étude du réseau hydrographique du bassin du SE. Elles ne sont donc pas décrites précisément dans ce chapitre. Cependant, les grands traits des unités stratigraphiques communes à l'ensemble du bassin sont donnés ci-dessous.

Au cours de la flexure progressive de la lithosphère, la Transgression Nummulitique s'effectue dans le bassin d'avant-pays du SE au cours de l'Eocène. La série sédimentaire nummulitique s'est déposée en discordance sur le substrat mésozoïque de la marge passive européenne par l'intermédiaire d'une base transgressive. Cette transgression enregistre la migration progressive de la ligne de rivage d'est en ouest du bassin. Les premiers sédiments marins nummulitiques sont diachrones et sont datés du Lutétien (~47-41 Ma) en domaine interne jusqu'au Priabonien (~37-34 Ma) dans les secteurs les plus externes où la Transgression Nummulitique a été enregistrée (Bodelle, 1971 ; Lemoine, 1972 ; Campredon, 1977 ; Pairis et al., 1986 ; Ford et al., 1999). Dans les synclinaux étudiés, les trois unités qui composent cette phase « underfilled » sont (1) les Calcaires Nummulitiques caractéristiques d'un environnement de plate-forme carbonatée peu profonde, (2) les Marnes Bleues (ou Marnes Nummulitiques, Marnes à Globigérines) hémipélagiques, et (3) les systèmes turbiditiques des Grès d'Annot ou équivalents silicoclastiques d'environnements deltaïques. Le plus souvent, on retrouve sous ces formations marines l'unité continentale infra-Nummulitique des Conglomérats d'Argens (Callec, 2001), équivalent de la Formation à *Microcodium* (Bodelle et Campredon, 1968 ; Varrone et Clari, 2003) et déposée dans des environnements alluviaux.

La nomenclature des séries molassiques (phases « filled » et « overfilled ») du bassin d'avant-pays est très hétérogène et le plus souvent unique à un synclinal (Figure 2-8). Nous n'allons pas décrire dans ce chapitre l'ensemble des formations, mais tout de même souligner les similitudes pétrographiques existantes entre les différents secteurs. Deux types de

molasses sont communément décrites : (1) les molasses rouges et vertes à faciès le plus souvent grés-argileux et dont les clastes, soit proviennent exclusivement des séries sous-jacentes, soit sont polygéniques avec une contribution plus ou moins importante en clastes ayant pour origine les Alpes internes ; (2) les conglomérats polygéniques et grès verts caractérisés par des apports provenant de l'érosion des Alpes. Dans tous les cas, ces molasses se sont déposées dans des environnements continentaux fluvio-lacustres (de Graciansky et al., 1982 ; Haccard et al., 1989).

Figure 2-8. Synthèse stratigraphique des onze synclinaux étudiés, sans intégration de la dynamique sédimentaire à l'échelle du bassin. Les âges chronostratigraphiques proviennent de Gradstein et al. (2012). Les datations biostratigraphiques proviennent : (1) de Blondeau et Campredon (1965), Campredon et al. (1980), Ford et al. (1999), Callec (2001), Evans et al. (2004) pour Entrevaux/Peyresq/Argens ; (2) de Bodelle (1971), Carbonnel et al. (1972), Gitton (1978), Kerckhove et Roux (1978), de Graciansky et al. (1982), Callec (2001) pour Barrême/Blieux/Taulanne ; (3) de Rousset et al. (1983), Haccard et al. (1989), Gidon et al. (1991) pour Esclangon/Esparron/Faucon ; (4) de Gidon et al. (1980), Pairis et al. (1984), Fabre et al. (1986), Pairis (1988), Meckel et al. (1996) pour Montmaur/St-Disdier. Les données biostratigraphiques (foraminifères benthiques et planctoniques, nannofossiles calcaires, mammifères, charophytes) sont marquées d'une étoile. En l'absence de datation précise, les limites de formations sont notées d'un point d'interrogation. Abréviations : B.B. : Brèches de Blieux (Blieux); C.C. : Conglomérats de Clumanc, C.S.L. : Conglomérats de St-Lions ; G.S. : Grès de Senez ; G.V. : Grès de Ville ; M.B. : Marnes Bleues (Barrême).

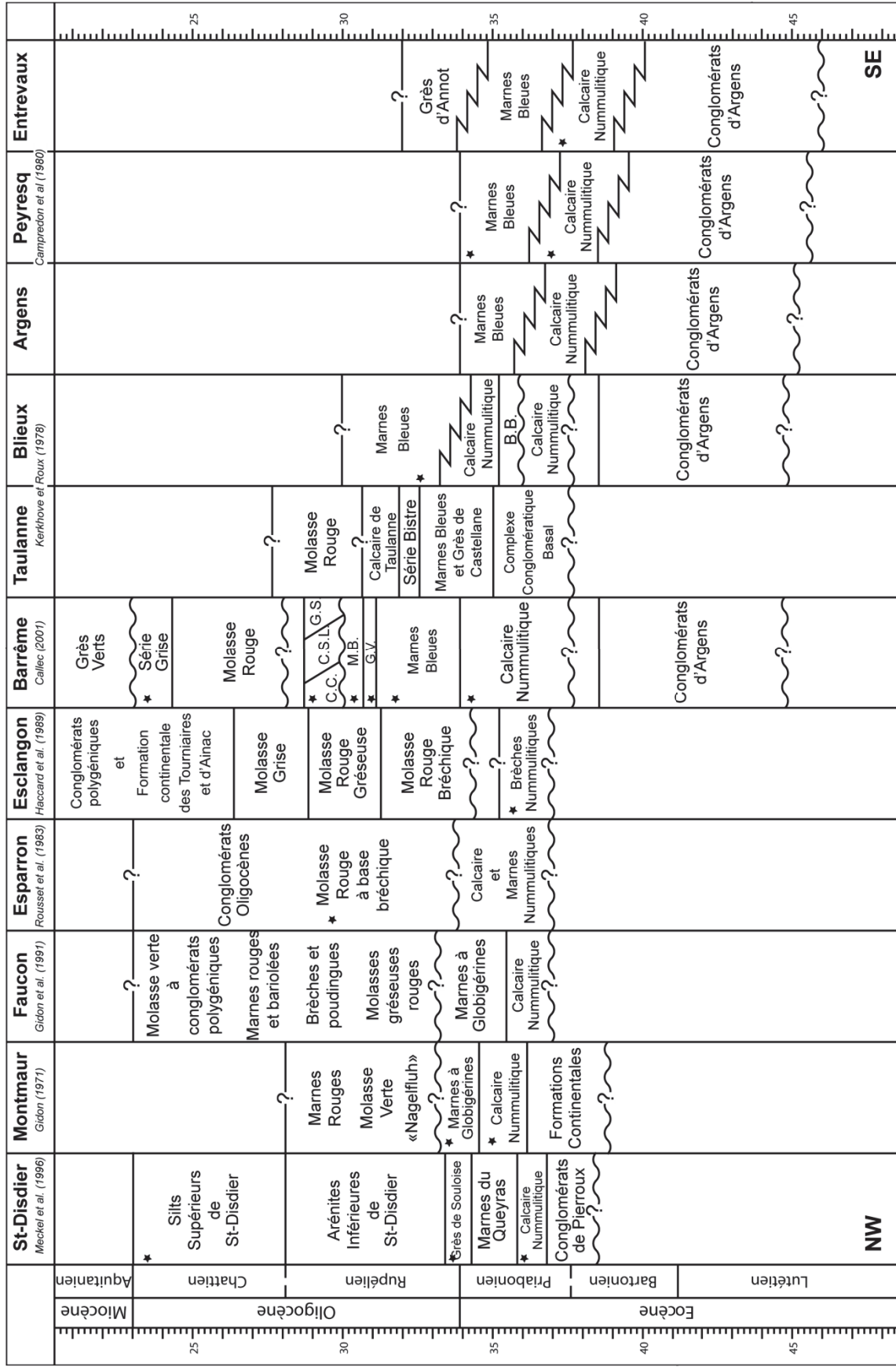


Figure 2-8

2.5.2.2. Apport de la dynamique sédimentaire

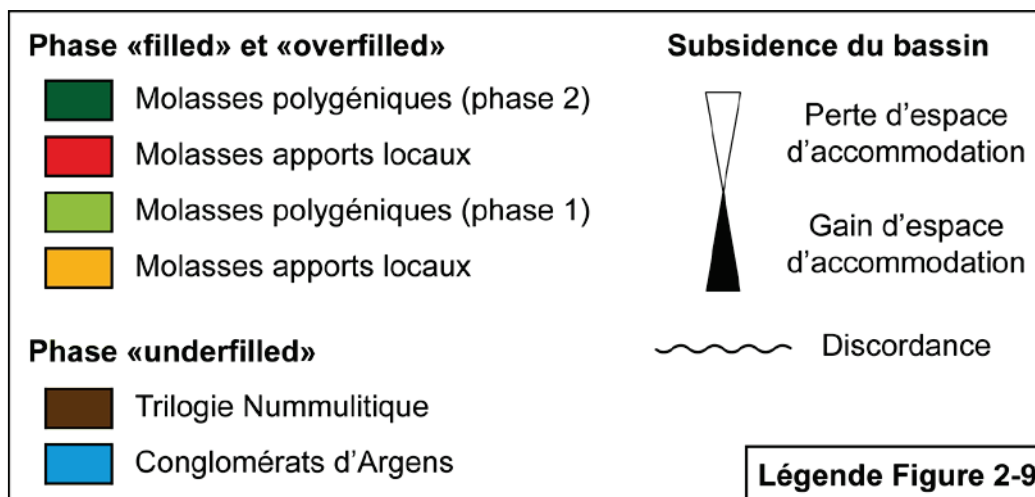
Contrairement aux sédiments marins qui sont généralement datés à l'aide des foraminifères benthiques ou planctoniques et des nannofossiles calcaires relativement abondants dans ces séries, les sédiments molassiques sont très mal contraints dans le temps (Figure 2-8). En effet, les données biostratigraphiques sont très succinctes, principalement à cause de la faible présence de marqueurs tels que les mammifères ou les charophytes. Les formations étant discriminées sur leur lithologie et les relations stratigraphiques n'étant pas toujours comprises, elles sont généralement regroupées par époque (Eocène, Oligocène, Oligo-Miocène) sans plus de précision comme c'est le cas pour les synclinaux de Montmaur (Gidon, 1971), de Faucon-du-Caire (Gidon et al., 1991), d'Esparron-la-Bâtie (Rousset et al., 1983) et d'Esclangon (Haccard et al., 1989). Quelques études plus récentes apportent des précisions sur la lithostratigraphie telles que Meckel et al. (1996) pour le synclinal de St-Disdier, Evans et Elliott (1999) et Callec (2001) pour le synclinal de Barrême. Un autre problème pour la datation des séries sédimentaires réside dans la dynamique propre des environnements fluviaux, dont les rivières érodent et remanient le plus souvent les dépôts sous-jacents. Ceci implique que l'âge déterminé d'une formation peut en réalité correspondre à l'âge d'une des formations plus anciennes remaniée.

Sans étude sédimentologique et sans les interprétations environnementales et la dynamique amont-aval des systèmes de dépôt, les contraintes biostratigraphiques insuffisantes limitent à la fois les corrélations entre différents secteurs et la compréhension de leur réponse aux phases tectoniques qui engendrent la formation des reliefs. En revanche, en intégrant la dynamique des systèmes de dépôt en relation avec la dynamique de formation de la chaîne alpine et donc avec la dynamique du bassin d'avant-pays, des corrélations entre les différents secteurs peuvent être proposées.

La Figure 2-9 intègre les données obtenues au cours de cette thèse avec les données bibliographiques déjà présentées précédemment (Figure 2-8). Ces corrélations seront argumentées et discutées dans les Chapitres 3.3 et 5.1. Pour des questions de lecture, j'ai choisi d'homogénéiser la nomenclature des formations décrites dans les différents synclinaux. Les grandes séquences de dépôt marquant les phases de création et de perte d'accommodation en réponse à la dynamique flexurale du bassin y sont représentées. J'y ai associé les deux grandes phases d'exhumation des reliefs alpins et de mise en place des nappes de charriage qui ont eu pour conséquence d'induire localement des changements de polarité amont-aval des systèmes de dépôt. La phase 1 correspond à l'activation du Front Pennique et à la mise en

place de la nappe Embrun-Ubaye, synchrone de l'exhumation du massif de Dora Maira en domaine plus interne. La phase 2 correspond à la réactivation du Front Pennique induisant l'exhumation des zones Briançonnaise et Piémontaise en interne et la mise en place de la nappe de Digne (via le Front Provençal) dans le domaine externe (Gebauer et al., 1997 ; Dumont et al., 2012 ; Jourdan et al., 2012 ; Schwartz et al., 2012 ; Simon-Labric et al., 2009). Ces deux phases sont enregistrées dans le bassin par l'apport de sédiments provenant de l'érosion des massifs exhumés.

Figure 2-9. Synthèse stratigraphique des onze synclinaux étudiés, incluant la dynamique du bassin d'avant-pays. L'interprétation des systèmes de dépôt à partir des données obtenues au cours de ce travail a permis de préciser la biostratigraphie existante (voir Figure 2-8) et d'intégrer les différents synclinaux dans la dynamique du bassin d'avant-pays. Les datations récentes par traces de fission sur apatite de Jourdan, 2012 (soulignées par un rond sur la figure) permettent de mieux contraindre la stratigraphie du bassin de Montmaur, notamment pour les Conglomérats de Montmaur dont une partie des apatites sont datées à $21,7 \pm 5,3$ Ma. Les deux grandes phases d'exhumation des reliefs internes sont identifiées dans le bassin par les apports alpins contenus dans les molasses polygéniques. Abréviations : B.B. : Brèches de Blieux (Blieux); C.C. : Conglomérats de Clumanc, C.S.L. : Conglomérats de St-Lions ; G.S. : Grès de Senez ; G.V. : Grès de Ville ; M.B. : Marnes Bleues (Barrême).



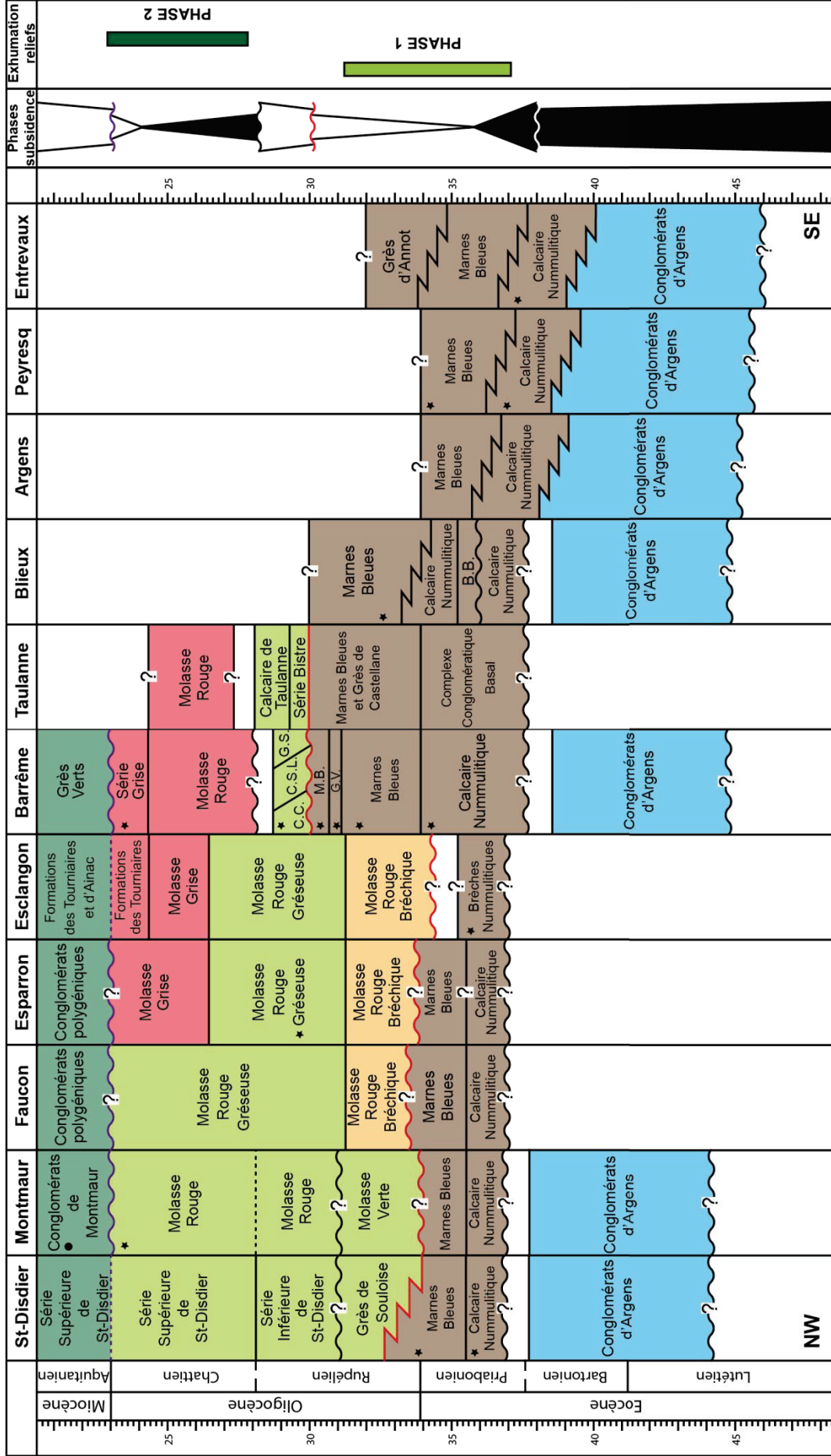


Figure 2-9

Références

- Allen, P.A., Homewood, P.W., Williams, G.D., 1986. Foreland basins: an introduction. In: Allen, P.A., Homewood, P. (Eds), *Foreland Basins*. International Association of Sedimentologists Special Publication 8, 3-12.
- Argand, E., 1916. Sur l'arc des Alpes Occidentales, *Eclogae Geologicae Helvetiae* 14, 145-191.
- Avigad, D., Chopin, C., Goffé, B., Michard, A., 1993. Tectonic model for the evolution of the western Alps. *Geology* 21, 659-662.
- Berger, L., Bousquet, R., 2008. Subduction-related metamorphism in the Alps: Review of isotopic ages based on petrology and their geodynamic consequences. In: Siegesmund, S., Fügenschuh, B., Froitzheim, N. (Eds), *Tectonic Aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian*. Geological Society of London Special Publication 298, 117-144.
- Berger, J.-P., Reichenbacher, B., Becker, D., Grimm, M., Grimm, K., Picot, L., Storni, A., Pirkenseer, C., Derer, C., Schaefer, A., 2005. Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from the Eocene to Pliocene. *International Journal of Earth Sciences* 94(4), 697-710.
- Bernet, M., Tricart, P., 2011. The Oligocene orogenic pulse in the southern Penninic arc (western Alps): structural, sedimentary and thermochronological constraints. *Bulletin de la Société Géologique de France* 182, 25-36.
- Bernet, M., Brandon, M., Garver, J., Balestieri, M.L., Ventura, B., Zattin, M., 2009. Exhuming the Alps through time: clues from detrital zircon fission-track thermochronology. *Basin Research* 21, 781-798.
- Blondeau, A., Campredon, R., 1965. La transgression nummulitique dans les synclinaux d'Entrevaux et d'Agnière (Basses-Alpes). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 260, 5844-5845.
- Bodelle, J., 1971. Les Formations Nummulitiques de l'Arc de Castellane. Thèse de l'Université de Nice, France, 582 pp.
- Bodelle, J., Campredon, R., 1968. Les formations à *Microcodium* dans les Alpes-Maritimes franco-italiennes et les Basses-Alpes, leur importance paléogéographique. *Mémoire du Bureau de Recherche Géologique et Minière* 69, 409-415.
- Boudon, J., Gamond, J.F., Gratier, J.P., Robert, J.P., Depardon, J.P., Gay, M., Ruhland, M., Vialon, P., 1976. L'arc alpin occidental : réorientation de structures primitivement E-W

- par glissement et étirement dans un système de compression global N-S ? *Eclogae Geologicae Helvetiae* 69, 509-519.
- Callec, Y., 2001. La déformation syn-sédimentaire des bassins paléogènes de l'Arc de Castellane (Annot, Barrême, Saint-Antonin). Thèse de l'Ecole des Mines de Paris, France, 347 pp.
- Campredon, R., 1977. Les Formations Paléogènes des Alpes Maritimes franco-italiennes. Mémoire Hors Série de la Société Géologique de France 9, 198 pp.
- Campredon, R., Aicard, P., Bambier, A., Durozoy, G., 1980. Carte géologique de la France à 1/50000. Notice explicative de la feuille d'Entrevaux. Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.
- Carbonnel, G., Chateauneuf, J.-J., Feist-Castel, M., de Graciansky, P.-C., Vianey-Liaud, M., 1972. Les apports de la paléontologie (spores et pollens, Charophytes, Ostracodes, Mammifères) à la stratigraphie et à la paléogéographie des molasses de l'Oligocène supérieur de Barrême (Alpes-de-Haute-Provence). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 275, 2599-2602.
- Ceriani, S., Schmid, S.M., 2004. From N-S collision to WNW-directed post-collisional thrusting and folding: Structural study of the Frontal Penninic Units in Savoie (Western Alps, France). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97, 347-369.
- Chalot-Prat, F., 2005. An underformed ophiolite in the Alps: Field and geochemical evidence for a link between volcanism and shallow plate tectonic processes. *Geological Society of America Special Paper* 388, 751-780.
- Chopin, C., Henry, C., Michard, A., 1991. Geology and petrology of the coesite-bearing terrain, dora-maira massif, Western Alps. *European Journal of Mineralogy* 3, 263-291.
- Claudiel, M.-E., Dumont, T., Tricart, P., 1997. Une preuve d'extension contemporaine de l'expansion océanique de la Téthys ligure en Briançonnais : les failles du Vallon Laugier. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 325, 273-279.
- Cordey, F., Bailly, A., 2007. Alpine ocean seafloor spreading and onset of pelagic sedimentation: new radiolarian data from the Chenaillet-Montgenèvre ophiolite (French-Italian Alps). *Geodynamica Acta* 20, 131-138.
- Cordey, F., Tricart, P., Guillot, S., Schwartz, S., 2012. Dating the Tethyan Ocean in the Western Alps with radiolarite pebbles from synorogenic Oligocene molasse basins (southeast France). *Swiss Journal of Geosciences* 105, 39-48.

- Corsini, M., Ruffet, G., Caby, R., 2004. Alpine and late Hercynian geochronological constraints in the Argentera massif (Western Alps). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97, 3-15.
- Coward, M., Dietrich, D., 1989. Alpine tectonics – an overview. In: Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G. (Eds), *Alpine Tectonics*. Geological Society of London Special Publication 45, 1-29.
- DeCelles, P.G., Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin Research* 8, 105-123.
- de Graciansky, P.-C., Durozoy, G., Gigot, P., 1982. Carte géologique de la France à 1/50000. Notice explicative de la feuille de Digne. Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.
- de Graciansky, P.-C., Dardeau, G., Lemoine, M., Tricart, P., 1989. The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion. In: Cooper M.A., Williams G.D. (Eds), *Inversion Tectonics*. Geological Society of London Special Publication 44, 97-104.
- de Graciansky, P.-C., Roberts, D.G., Tricart, P., 2010. The Western Alps, from rift to passive margin to orogenic belt: an integrated geoscience overview. *Developments in Earth Surface Processes* 14, Elsevier, Amsterdam, 429 pp.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Knott, S.D., Turco, E., Hutton, D.H.W., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. In: Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G. (Eds), *Alpine Tectonics*. Geological Society of London Special Publication 45, 265-283.
- Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Télouk, P., Lardeaux, J.-M., Albarède, F., 1997. The Lu-Hf dating of granets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature* 387, 586-589.
- Dumont, T., Simon-Labric, T., Authemayou, C., Heymes, T., 2011. Lateral terminaison of the north-directed Alpine orogeny and onset of westward escape in the Western Alpine arc: Structural and sedimentary evidence from the external zone. *Tectonics* 30, doi: 10.1029/2010TC002836.
- Dumont, T., Schwartz, S., Guillot, S., Simon-Labric, T., Tricart, P., Jourdan, S., 2012. Structural and sedimentary records of the Oligocene revolution in the Western Alpine arc. *Journal of Geodynamics* 56-57, 18-38.
- Ernst, W.G., 1973. Interpretative Synthesis of Metamorphism in the Alps. *Geological Society of America Bulletin* 84, 2053-2078.
- Evans, M.J., Elliott, T., Apps, G.M., Mange-Rajetzky, M.A., 2004. The Tertiary Grès de Ville of the Barrême Basin: feather edge equivalent of the Grès d'Annot? In: Joseph, P., Lomas, S.A. (Eds), *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France*: New

- perspectives on the Grès d'Annot and related systems. Geological Society of London Special Publication 221, 97-110.
- Evans, M.J., Elliott, T., 1999. Evolution of a thrust-sheet-top basin : The Tertiary Barrême basin, Alpes-de-Haute-Provence, France. Geological Society of America Bulletin 111, 1617-1643.
- Fabre, P., Médus, J., Pairis, J.-L., 1986. Caractérisation de l'Eocène et de l'Oligocène marins dans les chaînes subalpines méridionales à l'ouest de Gap (Alpes-de-Haute-Provence). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 79, 719-730.
- Ford, M., Lickorish, W.H., Kusznir, N.J., 1999. Tertiary foreland sedimentation in the Southern Subalpine Chains, SE France: a geodynamic appraisal. *Basin Research* 11, 315-336.
- Ford, M., Duchêne, S., Gasquet, D., Vanderhaeghe, O., 2006. Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. *Journal of the Geological Society* 163, 815-826.
- Fry, N., 1989. Southwestward thrusting and tectonics of the western Alps. In: Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G. (Eds), *Alpine Tectonics*. Geological Society of London Special Publication 45, 83-109.
- Fudral, S., Deville, E., Marthaler, M., 1987. Distinction of 3 sets of tectonic units in the schistes lustrés between Vanoise and Susa valley (French Italian Alps) lithostratigraphic, paleogeographic and geodynamic aspects. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 305, 467-472.
- Garzanti, E., Malusa, M.G., 2008. The Oligocene Alps: Domal unroofing and drainage development during early orogenic growth. *Earth and Planetary Science Letters* 268, 487-500.
- Gebauer, D., Schertl, H.-P., Brix, M., Schreyer, W., 1997. 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps. *Lithos* 41, 5-24.
- Gerber, W., 2008. Evolution tectono-métamorphique du Briançonnais interne: comportement du socle et de sa couverture dans un contexte de subduction continentale profonde. Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie, France, 306 pp.
- Gidon, M., 1971. Carte géologique de la France à 1/50000. Notice explicative de la feuille de Gap. Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.

- Gidon, M., Buffet, G., Bohomme, J.-L., Fourneaux, J.-L., Montjuvent, G., Mouterde, R., 1980. Carte géologique de la France à 1/50000. Notice explicative de la feuille de St-Bonnet. Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.
- Gidon, M., Montjuvent, G., Flandrin, J., Moullade, M., Durozoy, G., Damiani, L., 1991. Carte géologique de la France à 1/50000. Notice explicative de la feuille de Laragne-Montéglin. Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.
- Gitton, J.-L., 1978. Apport de la paléocéologie à la reconstitution et à l'évolution d'un bassin sédimentaire : l'analyse de la macrofaune des Marnes Bleues Nummulitiques des environs de Castellane (Alpes-de-Haute-Provence). Thèse de l'Université de Paris Sud, France, 468 pp.
- Gosso, G., Dal Piaz, G.V., Piovano, V., Polino, R., 1979. High pressure emplacement of early-Alpine nappes, postnappe deformations and structural levels (internal northwestern Alps). *Mémoire de l'Institut de Géologie et Minéralogie de l'Université de Padova* 32, 1-15.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M., 2012. *The Geologic Time Scale 2012*, Elsevier, Amsterdam, 1144 pp.
- Guillot, S., Di Paola, S., Ménot, R.P., Ledru, P., Spalla, M.I., Gosso, G., Schwartz, S., 2009. Suture zones and importance of strike-slip faulting for Variscan geodynamic reconstructions of the External Crystalline Massifs of the western Alps. *Bulletin de la Société Géologique de France* 180, 483-500.
- Haccard, D., Beaudouin, B., Gigot, P., Jorda, M., 1989. Carte Géologique de la France à 1/50000, Notice explicative de la feuille de La Javie. Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.
- Handy, M.R., Schmid, S.M., Bousquet, R., Kissling, E., Bernouilli, D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews* 102, 121-158.
- Homewood, P., Allen, P.A., Williams, G.D., 1986. Dynamics of the Molasse basin in western Switzerland. In: Allen, P.A., Homewood, P. (Eds), *Foreland Basins*. International Association of Sedimentologists Special Publication 8, 119-217.
- Jourdan, S., 2012. Reconstitution de la morphogénèse Oligocène-Miocène des Alpes occidentales par une approche pluridisciplinaire. Thèse de l'Université de Grenoble, France, 361 pp.
- Jourdan, S., Bernet, M., Schwartz, S., Guillot, S., Tricart, P., Chauvel, C., Dumont, T., Montagnac, G., Bureau, S., 2012. Tracing the Oligocene-Miocene Evolution of the

- Western Alps Drainage Divide with Pebble Petrology, Geochemistry, and Raman Spectroscopy of Foreland Basin Deposits. *Journal of Geology* 120, 603-624.
- Kerckhove, C., Roux, M., 1978. Carte Géologique de la France à 1/50000, Notice explicative de la feuille de Moustiers-Ste-Marie. Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.
- Kerckhove, C., Gidon, M., Pairis, J.-L., 2005. Carte Géologique de la France à 1/50000, feuille d'Embrun-Guillevestre. Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.
- Kuhlemann, J., 2007. Paleogeographic and paleotopographic evolution of the Swiss and Eastern Alps since the Oligocene. *Global and Planetary Change* 58, 224-236.
- Kuhlemann, J., Dunkl, I., Brügel, A., Spiegle, C., Frisch, W., 2006. From source terrains of the Eastern Alps to the Molasse Basin: Detrital record of non-steady-state exhumation. *Tectonophysics* 413, 301-316.
- Lardeaux, J.M., Spalla, I., 1991. From granulites to eclogites in the Sezia zone (Italian Western Alps): a record of the opening and closure of the Piedmont ocean. *Journal of Metamorphic Geology* 9, 35-59.
- Lemoine, M., 1972. Rythme et modalités des plissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. *Geologische Rundschau* 61, 975-1010.
- Lemoine, M., Gidon, M., Barféty, J.-C., 1981. Les massifs cristallins externes des Alpes Occidentales : d'anciens blocs basculés au Lias, lors du rifting téthysien. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris* 292, 917-920.
- Lemoine, M., Tricart, P., 1986. Les schistes lustrés piémontais dans Alpes Occidentales : approche stratigraphique, structurale et sédimentologique. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 79, 271-294.
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., de Graciansky, P.-C., Rudkiewicz, J.-L., Megard-Galli, J., Tricart, P., 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology* 3, 179-199.
- Lemoine, M., Dardeau, G., Delpéch, P.Y., Dumont, T., de Graciansky, P.-C., Graham, R., Jolivet, L., Toberts, D., Tricart, P., 1989. Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes Occidentales. *Comptes Rendus de L'Académie des Sciences de Paris* 309, 1711-1716.

- Lemoine M., de Graciansky, P.-C., Tricart, P., 2000. De l'Océan à la chaîne de montagnes : tectonique des plaques dans les Alpes. Gordon and Breach Science Publishers.
- Lickorish, W.H., Ford, M., 1998. Sequential restoration of the external Alpine Digne thrust system, SE France, constrained by kinematic data and synorogenic sediments. In: Mascle, A., Puidefàbregas, C., Luterbacher, H.P., Fernández, M. (Eds), Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. Geological Society of London Special Publication 134, 189-211.
- Manatschal, G., Sauter, D., Karpoff, A.M., Masini, E., Mohn, G., Lagabriele, Y., 2011. The Chenaillet Ophiolite in the French/Italian Alps: An ancient analogue for an Oceanic Core Complex? *Lithos* 124, 169-184.
- Meckel, L.D., Ford, M., Bernouilli, D., 1996. Tectonic and sedimentary evolution of the Dévoluy Basin, a remnant of the Tertiary western Alpine foreland basin, SE France. *Géologie de la France* 2, 3-26.
- Morag, N., Avigad, D., Harlavan, Y., McWilliams, M.O., Michard, A., 2008. Rapid exhumation and mountain building in the Western Alps: petrology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of detritus from the Tertiary basins of southeastern France. *Tectonics* 27, doi: 10.1029/2007TC002142.
- Naylor, M., Sinclair, H.D., 2008. Pro- vs. Retro-foreland basins. *Basin Research* 20, 285-303.
- Pairis, J.-L., 1988. Paléogène marin et structuration des Alpes Occidentales françaises. Thèse de l'Université de Grenoble, France, 501 pp.
- Pairis, J.-L., Campredon, R., Charollais, J., Kerckhove, C., 1984. Le Paléogène des Alpes externes. In : Cavelier, C. et al., Synthèse géologique du Sud-Est de la France (chapitre Paléogène). *Mémoire du Bureau de Recherche Géologique et Minière* 125, 410-415.
- Pairis, J.-L., Gidon, M., Fabre, P., Lami, A., 1986. Signification et importance de la structuration nummulitique dans les chaînes subalpines méridionales. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 303, 87-92.
- Ricou, L.E., Siddans, A.W.B., 1986. Collision tectonics in the Western Alps. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds), *Collision Tectonics*. Geological Society of London Special Publication 19, 229-244.
- Rosenbaum, G., Lister, G., 2005. The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions. *Earth-Science Reviews* 69, 281-306.
- Rosenbaum, G., Lister, G., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* 359, 117-129.

- Rousset, C., Bambier, A., Kerckhove, C., 1983. Carte géologique de la France à 1/50000. Notice explicative de la feuille de Seyne. Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.
- Rubatto, D., Gebauer, D., Fanning, M., 1998. Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas-Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 132, 269-287.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97, 93-117.
- Schwartz, S., Guillot, S., Tricart, P., Bernet, M., Jourdan, S., Dumont, T., Montagnac, G., 2012. Source tracing of detrital serpentinite in the Oligocene molasse deposits from the western Alps (Barrême basin): implication for relief formation in the internal zone. *Geological Magazine*. doi: 10.1017/S0016756811001105.
- Siddans, A.W.B., 1979. Arcuate fold and thrust pattern in the subalpine chains of southeast France. *Journal of Structural Geology* 1, 117-126.
- Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Authemayou, C., Corsini, M., Formani, M., 2009. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31-34 Ma). *Terra Nova* 21, 127-136.
- Sinclair, H.D., 1997a. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: an Alpine perspective. *Geological Society of America Bulletin* 109(3), 324-346.
- Sinclair, H.D., 1997b. Flysch to molasse transition in peripheral foreland basins: The role of the passive margin versus slab breakoff. *Geology* 25, 1123-1126.
- Sinclair, H.D., Allen, P.A., 1992. Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: Stratigraphic response in the foreland basin. *Basin Research* 4, 215-232.
- Sissingh, W., 2001. Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland: correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. *Tectonophysics* 333, 361-400.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R., Mosar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. In: Rosenbaum, G., Lister, G.S. (Eds), *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen*. *Journal of the Virtual Explorer* 7, 75-104.
- Tapponnier, P., 1977. Evolution tectonique de système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bulletin de la Société Géologique de France* 19(3), 437-460.

- Tricart, P., 1984. From passive margin to continental collision: a tectonic scenario for the western Alps. *American Journal of Science* 284, 97-120.
- Tricart, P., 2004. From extension to transpression during the final exhumation of the Pelvoux and Argentera massifs, Western Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97, 429-439.
- Tricart, P., Lemoine, M., 1986. From faulted blocks to megamullions and megaboudins: Tethyan heritage in the structure of the Western Alps. *Tectonics* 5, 95-118.
- Tricart, P., Schwartz, S., 2006. A north-south section across the Queyras Schistes Lustrés (Piedmont zone, Western Alps): Syn-collision refolding of a subduction wedge. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 99, 429-442.
- Trümpy, R., 1960. Paleotectonic evolution of the central and western Alps. *Geological Society of America Bulletin* 71, 843-908.
- Trümpy, R., 1975. Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: a presumed former continental margin and its problems. *American Journal of Science* 275-A, 209-238.
- Varrone, D., Clari, P., 2003. Stratigraphic and paleoenvironmental evolution of the *Microcodium* Formation and the Nummulitic Limestones in the French-Italian Maritimes Alps. *Geobios* 36, 775-786.



Chapitre 3.

Evolution du réseau hydrographique dans le bassin d'avant-pays du SE de la France au cours de la période Eocène-Miocène basal (~45-20 Ma), la tectonique alpine comme fil conducteur

3.1. Reconstruction de paléo-vallées cénozoïques dans le bassin d'avant-pays sud-alpin (l'Eocène-Oligocène de l'arc de Castellane)

Résumé étendu

L'évolution dans l'espace ainsi que la dynamique de dépôt des réseaux hydrographiques dans les bassins d'avant-pays enregistrent la tectonique et la dynamique érosive associées au développement des chaînes de montagnes (Burbank et al., 1996 ; Snyder et al., 2000 ; Carretier et Lucazeau, 2005). Cependant, le faible enregistrement sédimentaire lié à la dynamique érosive propre aux rivières limite clairement les reconstitutions dynamiques et géométriques des réseaux de drainage. Constitué d'un système complexe de structures à la fois parallèles et transverses à l'orogène alpine, le bassin d'avant-pays du SE de la France représente un site idéal pour tester la stabilité des rivières au cours du temps. De plus, la dynamique de dépôt et l'évolution spatio-temporelle des séries Eocène-Oligocène (~45-25 Ma) qui comblent ces structures sont déjà bien documentées (Sinclair, 1997 ; Artoni et Meckel, 1998 ; Evans et Elliott, 1999 ; Callec, 2001). Cependant, la paléo-topographie complexe du bassin d'avant-pays n'a jamais été reconstituée et les implications de la tectonique alpine sur sa géométrie et son évolution au cours du temps restent encore mal comprises.

Ce travail a pour but de reconstituer l'organisation spatio-temporelle de la sédimentation éocène-oligocène dans la partie externe du bassin d'avant-pays sud alpin. Associée aux données sédimentologiques et pétrographiques obtenues sur le terrain, une cartographie précise de la succession nummulitique et de la partie basale de la série molassique a été menée dans les synclinaux de Barrême, Blieux et Taulanne (Figure 2-7). Différents objets ont été utilisés tels que (1) le contact entre le substrat mésozoïque et les sédiments cénozoïques, (2) leur variation de faciès et d'épaisseur, (3) les géométries de dépôt et (4) les directions de courants enregistrées dans les différents sédiments marins et continentaux.

L'ensemble des résultats montre que les synclinaux de Barrême, Blieux et Taulanne sont des paléo-vallées actives depuis l'Eocène (~45 Ma). La dynamique de dépôt de la succession nummulitique et de la partie basale de la série molassique permet d'identifier trois grandes séquences de dépôt (cycles régression/transgression) séparées par des surfaces de transgression (Figure 3-1). La corrélation de ces séquences entre les trois bassins suggère

qu'ils étaient connectés en un réseau hydrographique local qui enregistrerait les mêmes variations du niveau marin relatif au cours de la Transgression Nummulitique.

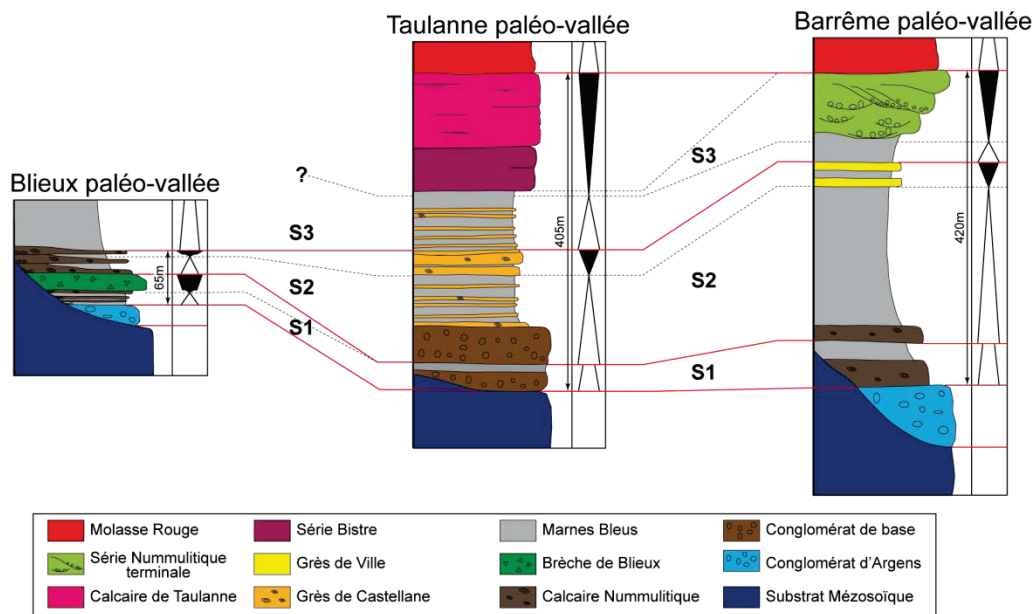


Figure 3-1. Corrélations des séquences de dépôts déterminées entre les paléo-vallées de Barrême, Blieux et Taulanne.

Ce réseau de paléo-vallées était structuralement contrôlé par les axes des synclinaux, respectivement orientés E-O à Blieux et Taulanne et N-S à Barrême. L'enregistrement sédimentaire depuis les Conglomérats d'Argens (~45 Ma) suggère que ces synclinaux ont été structurés précocement dans l'histoire de la formation des Alpes au cours de la phase de compression Pyrénéo-Provençale (Crétacé supérieur-Eocène moyen). Plus tard, la compression Alpine (depuis la base de l'Oligocène) induit l'accentuation des topographies au cours de la sédimentation, une migration du centre des dépôts vers l'ouest, ainsi qu'une inversion des courants. Cependant, comparé au système de rivières actuel (Figure 3-2), l'orientation des paléo-vallées montre une stabilité géométrique depuis leur formation.

Ceci suggère une stabilité à long terme des structures précoces dans le bassin d'avant-pays sud alpin. Cette constance peut être expliquée par la localisation de la zone d'étude. En effet, les paléo-vallées sont situées dans des bassins en piggy-back sur la nappe de charriage Provençale. Le front de chevauchement se situant en avant de ces bassins, ceux-ci ont été peu déformés et transportés, ce qui a facilité la préservation de l'orientation des axes des paléo-vallées au cours du temps.

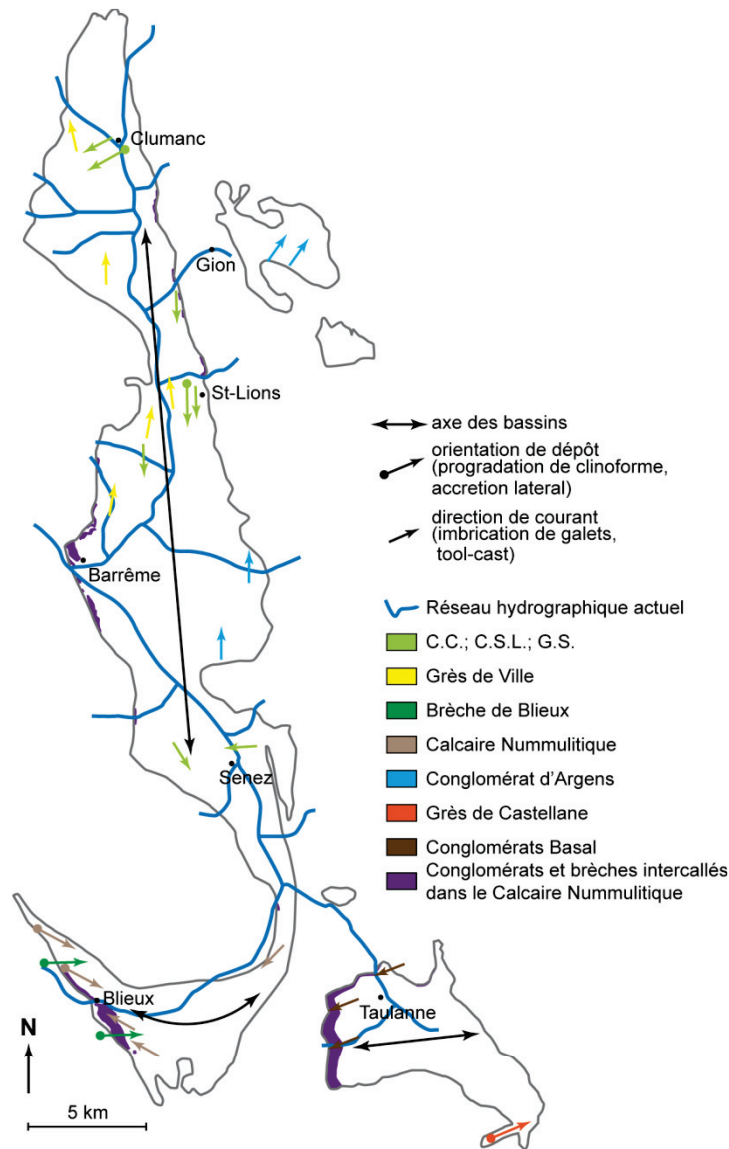


Figure 3-2. Représentation synthétique des directions de courants enregistrées par la sédimentation nummulitique dans les trois paléo-vallées. Les axes des paléo-vallées montrent des orientations similaires à la géométrie du réseau hydrographique actuel.

Enfin, le toit de la série marine nummulitique contient pour partie des sédiments provenant des Alpes internes (Evans et Mange-Rajetzky, 1991 ; Morag et al., 2008 ; Schwartz et al., 2012). Ces produits de l'érosion des massifs alpins soulignent l'extension du réseau local des paléo-vallées de Barrême, Blioux et Taulanne et leur probable connexion avec un réseau hydrographique régional prenant sa source une centaine de kilomètres au NE. Ce réseau est comparable à celui de la Durance actuelle qui prend également sa source dans les zones internes des Alpes. Ce système de drainage est aujourd'hui situé à l'ouest de notre secteur d'étude, dans la continuité de la migration régionale vers l'ouest du front de chevauchement Provençal.

Références

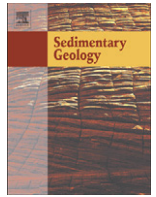
- Artoni, A., Meckel, L.D., 1998. History and deformation rates of a thrust sheet top basin: the Barrême basin, western Alps, SE France. In: Mascle, A., Puidefàbregas, C., Luterbacher, H.P., Fernández, M. (Eds), *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*. Geological Society of London Special Publication 134, 213-237.
- Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozović, N., Reid, M.R., Duncan, C., 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalaya. *Nature* 379, 505-510.
- Callec, Y., 2001. La déformation syn-sédimentaire des bassins paléogènes de l'Arc de Castellane (Annot, Barrême, Saint-Antonin). Thèse de l'Ecole des Mines de Paris, France, 347 pp.
- Carretier, S., Lucazeau, F., 2005. How does alluvial sedimentation at range fronts modify erosional dynamics of mountain catchment? *Basin Research* 17, 361-381.
- Evans, M.J., Mange-Rajetzky, M.A., 1991. The provenance of sediments in the Barrême thrust-top basin, Haute-Provence, France. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geological Society of London Special Publication 57, 323-342.
- Evans, M.J., Elliott, T., 1999. Evolution of a thrust-sheet-top basin: the Tertiary Barrême basin, Alpes-de-Haute-Provence, France. *Geological Society of American Bulletin* 111(11), 1617-1643.
- Morag, N., Avigad, D., Harlavan, Y., McWilliams, M.O., Michard, A., 2008. Rapid exhumation and mountain building in the Western Alps: petrology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of detritus from the Tertiary basins of southeastern France. *Tectonics* 27, doi: 10.1029/2007TC002142.
- Schwartz, S., Guillot, S., Tricart, P., Bernet, M., Jourdan, S., Dumont, T., Montagnac, G., 2012. Source tracing of detrital serpentinite in the Oligocene molasse deposits from the western Alps (Barrême basin): implication for relief formation in the internal zone. *Geological Magazine*. doi: 10.1017/S0016756811001105.
- Sinclair, H.D., 1997. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: an Alpine perspective. *Geological Society of America Bulletin* 109(3), 324-346.
- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2000. Landscape response to tectonic forcing: digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino

triple junction region, northern California. Geological Society of America Bulletin
112(8), 1250-1263.



Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Sedimentary Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/sedgeo

Reconstruction of Tertiary palaeovalleys in the South Alpine Foreland Basin of France (Eocene–Oligocene of the Castellane arc)

Anne-Sabine Grosjean^{*}, Bernard Pittet, Serge Ferry, Gweltaz Mahéo, Véronique Gardien

UMR CNRS 5276 Laboratoire de Géologie de Lyon, Université Lyon1/ENS Lyon, Campus de la Doua, 2 rue Raphaël Dubois, F-69622 Villeurbanne Cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 17 November 2011

Received in revised form 20 April 2012

Accepted 10 May 2012

Available online 15 July 2012

Editor: J. Knight

Keywords:

French Alps

Palaeovalleys

Drainage network

Foreland basin

Cenozoic

ABSTRACT

The dynamics of depositional environments and the spatial deformation of drainage networks in foreland basins reflect the tectonic and erosional dynamics associated with the development of mountain belts. The spatial and temporal organization of the Eocene–Oligocene (40–25 Ma) sedimentation in the external part of the South Alpine Foreland Basin of France was reconstructed using an integrated cartographic, sedimentological and petrographic analysis of the Tertiary sedimentary successions. The depositional geometries and variations in facies and thickness of the Palaeogene Nummulitic succession, as well as the observed flow directions in various continental and marine sediments, suggest that the Barrême, Blieux and Taulanne synclines were present as palaeovalleys since the Eocene. The sedimentological analysis of the Nummulitic succession allows the identification of three depositional sequences separated by transgressive surfaces that are recognized in the Barrême, Blieux and Taulanne synclines. Correlation of these sequences between the three synclines suggests that these palaeovalleys were connected by a local valley network that recorded the same sea-level fluctuations during the marine Nummulitic sedimentation. The palaeovalley network was structurally controlled by the east–west axes of the Blieux and Taulanne synclines and the north–south axis of the Barrême syncline formed during the “Pyrenean–Provençal” (Late Cretaceous–Middle Eocene) shortening and the first stage of the Alpine history (Middle Eocene) respectively. Later on, the westward “Alpine” compression (since the Early Oligocene) induced local depocenter migration and reversal in flow direction. However, compared to the modern river pattern, the palaeovalley orientation highlights a geometrical stability since their formation (about 40 Ma), suggesting a long-term stability of the early structures in the foreland basin. This constancy can be explained by the location of the study area in a piggy-back basin transported at the top of the Provençal thrust sheet that facilitated the preservation of the overall axis orientation of the palaeovalleys.

© 2012 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The morphological evolution of mountain chains reflects the dynamical interactions between erosion, tectonics and climate that induce a topographical complexity from the highest relief to the adjacent basins. Drainage river networks and their architecture play a dominant role in the erosion, transport and deposition throughout the orogens (Burbank et al., 1996a; Snyder et al., 2000; Carretier and Lucazeau, 2005). The organization of drainage networks in thrust systems is directly inherited from the tectonic and climatic conditions at the early stage of their structural development (Castelltort and Simpson, 2006a,b). Provenance studies (DeCelles, 1988; Schwartz et al., 2012) and numerical models (Tucker and Slingerland, 1997; van der Beek et al., 2002) suggest that network geometry and the erosive dynamics of rivers in mountain chains are modified by the tectonic activity (Burbank et al., 1996b; Jones, 2004) as well as by climate conditions (Schlunegger and Hinderer, 2003; Monegato and

Vezzoli, 2011). Associated with these parameters, the general orientation of drainage in mountain belts contributes to their stability. Early formation of valleys toward the thrust belt permits longevity of rivers despite the several tectonic events related to the mountain range exhumation (Lawton et al., 1994), whereas parallel drainage is easily created by the lateral growth of anticlines and mostly represent deviations of transverse rivers (Gupta, 1997). It is generally assumed that parallel drainage, geometrically more stable than transverse drainage on long timescales, is located out of the mountain chain, as for instance the Ganges and Brahmaputra rivers in the Himalaya (Gupta, 1997; Friend et al., 1999). Nevertheless, due to the erosive character of rivers and the lack of sedimentary records showing these processes, the geometries, dynamics and thus stability of palaeo-drainage through time remain poorly constrained (Vincent, 2001).

The South Alpine Foreland Basin (SAFB) of France represents an ideal site to reconstruct the stability of drainage systems because it consists of both parallel and transverse structures towards the alpine thrust belt (Fig. 1). Furthermore, the SAFB is limited in its extent by a frontal thrust that accommodated the migration of the alpine front during the Eocene–Oligocene, so that deformation (folding) and sedimentation

^{*} Corresponding author. Tel.: +33 472431544.

E-mail addresses: anne-sabine.grosjean@pepsmail.univ-lyon1.fr, annesabine.grosjean@gmail.com (A.-S. Grosjean).

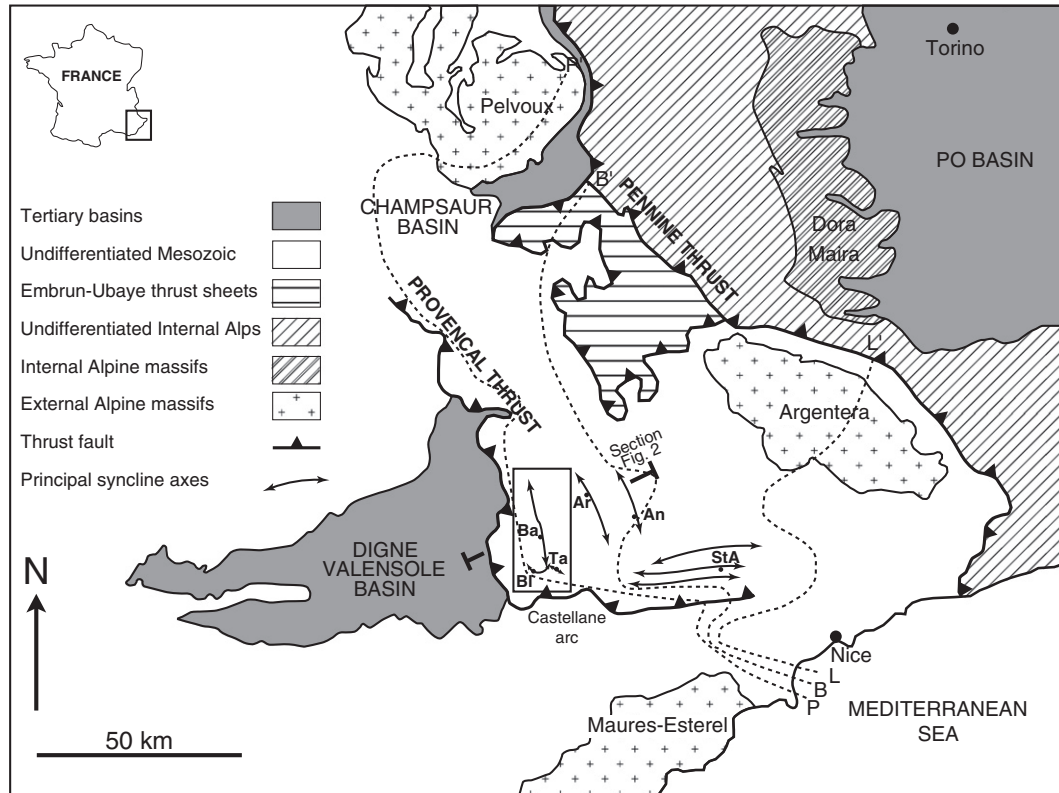


Fig. 1. Geological map showing the location of the Castellane arc in the South Alpine Foreland Basin of France (modified from Evans and Elliott, 1999). The study area is shown in the square. The dotted lines represent the western outcrop limits of the Nummulitic limestones across the basin (Ford et al., 1999). The ages are progressively younger from east to west (L-L', Lutetian; B-B', Bartonian; P-P', Priabonian). Ba: Barrême; Bl: Blioux; Ta: Taulanne; Ar: Argens; An: Annot; StA: Saint-Antonin.

occurred contemporaneously in the outer part of the basin. Previous sedimentological and tectonostratigraphical studies have been performed in the Eocene–Oligocene SAFB, in order to highlight the spatial and temporal evolution of the Tertiary deposits during the alpine chain formation (Evans and Mange-Rajetzky, 1991; Sinclair, 1997; Ford et al., 1999; Callec, 2001; Sissingh, 2001). The depositional dynamics of the Nummulitic series (about 45–29 Ma) in relation to foreland tectonics is well documented in terms of depositional environments and relative sea-level changes (Artoni and Meckel, 1998; Sinclair et al., 1998; Evans and Elliott, 1999; Callec, 2001). However, considerably less is known about the complexity of the network of folds over which the Nummulitic Sea transgressed, while the geometrical relationships between the Tertiary deposits and the pre-structured Mesozoic landscape remain poorly understood. These uncertainties about ancient topographies may imply erroneous reconstruction of the connections between the different synclines during Eocene–Oligocene times and have major implications for the understanding of the tectonic evolution and the erosion of the alpine chain and its associated foreland basin.

This study aims to determine the depositional dynamics of the infilling succession in the Barrême, Blioux and Taulanne basins, using the geographical distribution and sedimentological analysis of the continental and marine Eocene–Oligocene sediments of the outer part of the Castellane arc (Fig. 1). The reconstructed palaeotopographies are then used to connect these three palaeovalleys that are compared to the tectonic organization of the foreland. By making further comparisons with the present river pattern, we discuss the geographical and temporal stability of this complex palaeovalley network throughout the major “Pyrenean-Provençal” and “Alpine” tectonic phases that contributed to the alpine chain formation (Lemoine, 1972; Coward and Dietrich, 1989; Ford et al., 2006; Dumont et al., 2011). At a larger scale, the sedimentation in the basin records some episodes that integrate clasts coming from the internal Alps (de Graciansky et al., 1971; Evans and Mange-Rajetzky, 1991; Morag et al., 2008; Schwartz et al., 2012),

suggesting a drainage system as large as the modern river system of the Durance in the Southern Alps that captures the products of the erosion of more than 14,000 km² of the alpine chain.

2. Geological framework

Foreland basins result from the flexural subsidence of the lithosphere in response to the orogenic overload (Beaumont, 1981; Allen et al., 1986) and collect the erosional products at the front of mountain belts (DeCelles and Giles, 1996). The Eocene–Oligocene alpine foreland basin in South-East of France was formed as a flexural response to the continental collision between the European and Apulia–Africa plates in the Early Cenozoic (Dewey et al., 1973; Rehault et al., 1985; Allen et al., 1986, 1991). The convergence between these two plates led to the closure of the Piemont Ocean, inversion of Tethyan normal faults (de Graciansky et al., 1989) and Triassic evaporitic detachments (Siddans, 1979; Fry, 1989; Lickorish and Ford, 1998) that localized the deformation and induced the formation of piggy-back basins at the top of the thrust sheets (Fig. 2; Dewey et al., 1973; Siddans, 1979; Lemoine et al., 1986; de Graciansky et al., 1989; Evans and Mange-Rajetzky, 1991).

The Tertiary series was deposited in a folded and eroded alpine landscape formed during a succession of tectonic episodes, namely the south–north “Pyrenean-Provençal” compression phase that took place during the Late Cretaceous to Middle Eocene (Lemoine, 1972) and by the westward “Alpine” phase that started in the Early Oligocene (Lemoine, 1972; Siddans, 1979; Dezès et al., 2004). The structure of the Castellane arc resulted from the superimposition of tectonic movements related to these compressional phases, which induced a complex network of folds (Fig. 1). In these remnant structures, the Cenozoic sedimentation is represented by the marine Nummulitic formations. They unconformably overlie the Mesozoic passive-margin succession in response to the progressive flexural subsidence across the foreland (Allen et al., 1991; Crampton and Allen, 1995; Sinclair, 1997). The transition between the Mesozoic

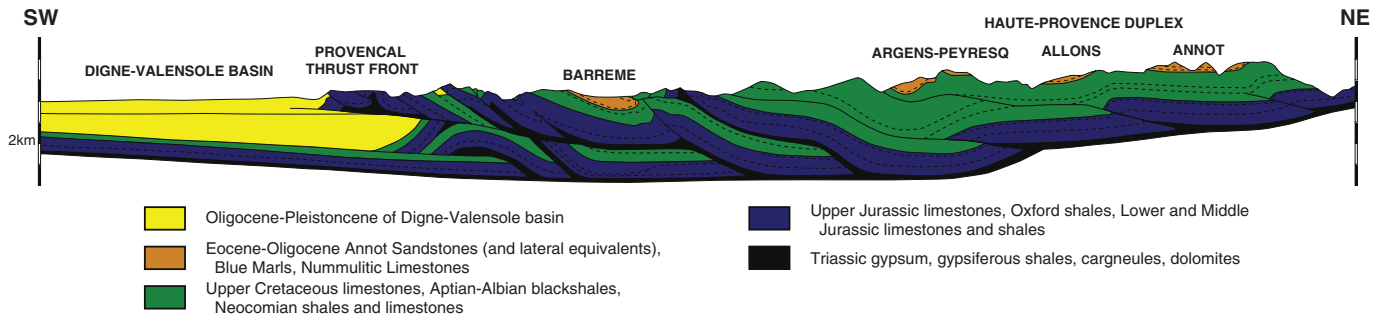


Fig. 2. Cross-section through the Provençal thrust belt (modified from Evans and Elliott, 1999; for location see Fig. 1) showing the location of the Barrême-Blieux-Taulanne piggy-back basin at the top of the Provençal thrust sheet in the external part of the SAFB.

Age Ma	Standard Chronostratigraphy		Planktonic Foraminifer Zones (Berggren et al., 1995)	Larger Benthic Foraminifer Zones (Hardenbol et al., 1998)	Calcareous Nannofossil Zones (Berggren et al., 1995)	Lithostratigraphy of the Barrême Basin		
	Epoch	Stage						
30	Oligocene	Chatthian	P22	SB23	NP25	Red Molasse		
			P21	SB22b	NP24		erosional gap (uncertain duration)	
			P20	SB22a			C.C. S.L.C. S.S. U.B.M. Ville Sandstones	
		Rupelian	P19	SB21	NP23	Lower Blue Marls		
			P18		NP22			
		35	Eocene	Priabonian	P17	SB20	NP21	Nummulitic Limestones
					P16		NP19-20	
					P15	NP18		
				Bartonian	P14	SB18	NP17	Argens Conglomerates
					P13	SB17		
P12	SB16							
Lutetian	P12			SB15	NP16			
	P11			SB14	NP15			

Fig. 3. Chronostratigraphic chart for the Barrême basin extracted from TSCreator PRO (<http://www.tscreator.org>). The biostratigraphic data are from Bodelle (1971), Kerckhove and Roux (1978b), de Graciansky et al. (1982) and Callec (2001). C.C.: Clumanc Conglomerates; S.L.C.: St-Lions Conglomerates; S.S.: Senez Sandstones; U.B.M.: Upper Blue Marls. Data from Berggren et al. (1995) and Hardenbol et al. (1998).

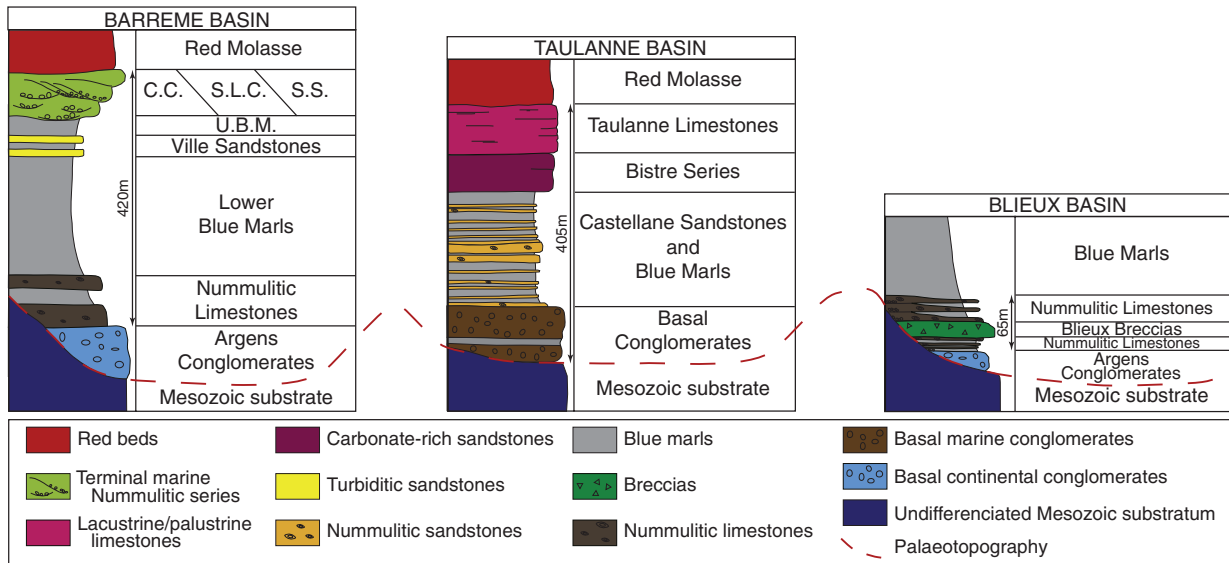


Fig. 4. Barrême, Blieux and Taulanne lithostratigraphic nomenclature used in this study. The basal surface of the Nummulitic Limestone Formation is estimated as being mostly synchronous in the three synclines.

basement and the Palaeogene deposits is identified as a transgressive surface that records the progressive backstepping of the shoreline during a tectonically controlled phase of relative sea-level rise (Ford et al., 1999; Gupta and Allen, 1999). The first transgressive deposits are formed by a diachronous carbonate unit that is dated from the Lutetian in the inner part of the foreland and from the Priabonian in its outer part (Fig. 1; Bodelle, 1971; Lemoine, 1972; Campredon, 1977; Pairis et al., 1986).

The study area is located between the Argentera Massif and the Valensole Basin (Fig. 1). The studied synclines represent the hinge of the Castellane arc in the external zone of the Provençal thrust (Figs. 1 and 2). In the Barrême syncline, the “Nummulitic trilogy” (Boussac, 1912) is represented by (1) the Nummulitic Limestones, (2) the Blue Marls, and (3) the conglomerates and sandstones belonging to the formations of the Clumanc Conglomerates, the St-Lions Conglomerates and the Senez Sandstones (Figs. 3 and 4). Despite their location near Barrême, the Blieux and Taulanne synclines each exhibit a peculiar facies succession (Fig. 4). The marine formations locally overlie fluvial or lacustrine deposits with or without angular discontinuity. These infra-Nummulitic continental and brackish deposits are represented by the *Microcodium* Formation (Bodelle and Campredon, 1968; Varrone and Clari, 2003) and the infra-Nummulitic Argens Conglomerate Formation (Callec, 2001). The Chattian Red Molasse Formation (Fig. 3) only outcrops in the Barrême and Taulanne synclines (Fig. 4).

3. Facies evolution of the Tertiary series

3.1. Barrême syncline

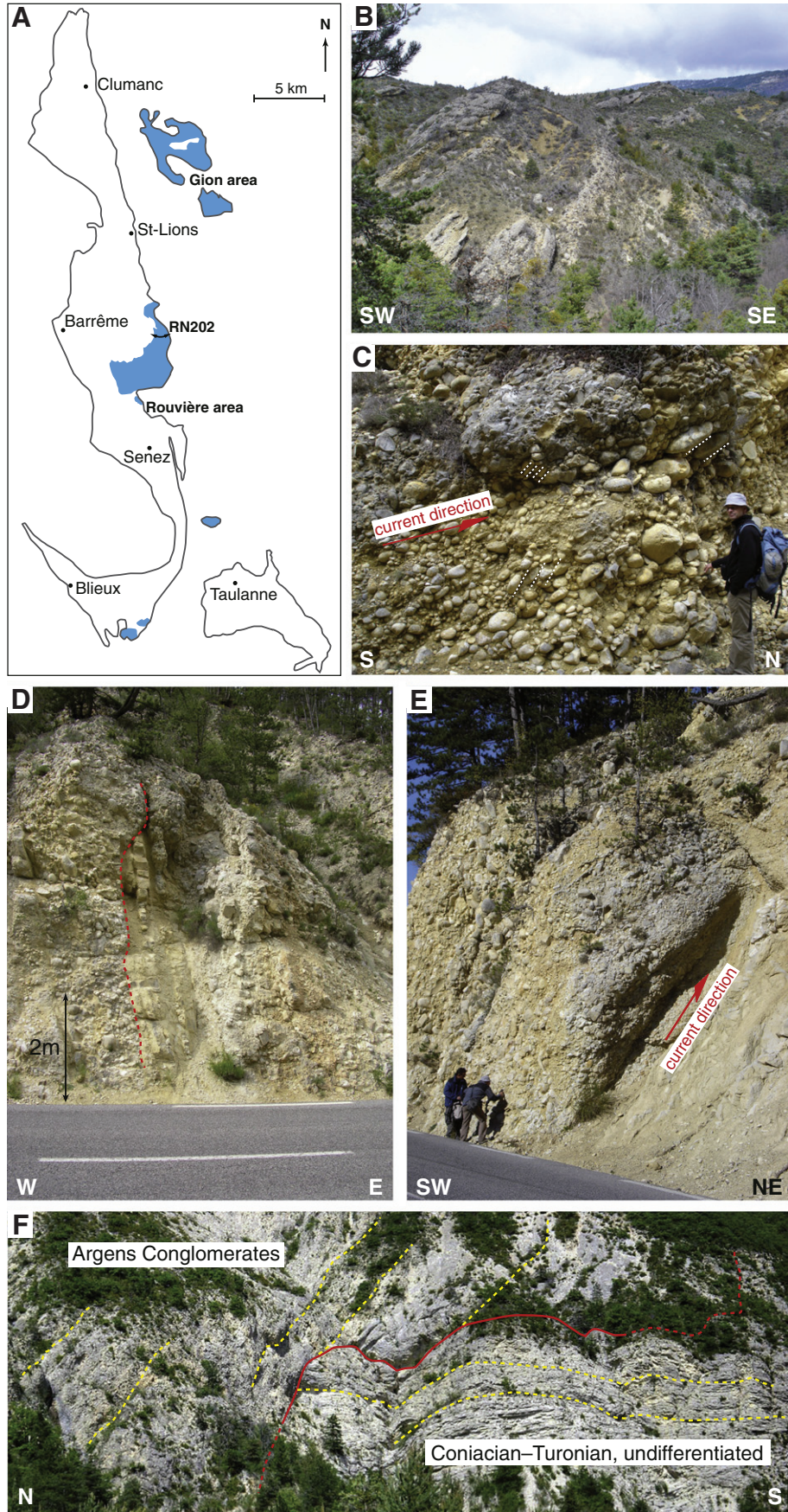
Since Boussac (1912), the Palaeogene deposits in the Barrême syncline have been subjects of numerous studies, and their depositional context is relatively well documented (Bodelle, 1971; Sinclair et al., 1998; Evans and Elliott, 1999; Callec, 2001). Our results are combined here with the existing literature to identify the spatial and temporal evolution of the depositional environments along the syncline.

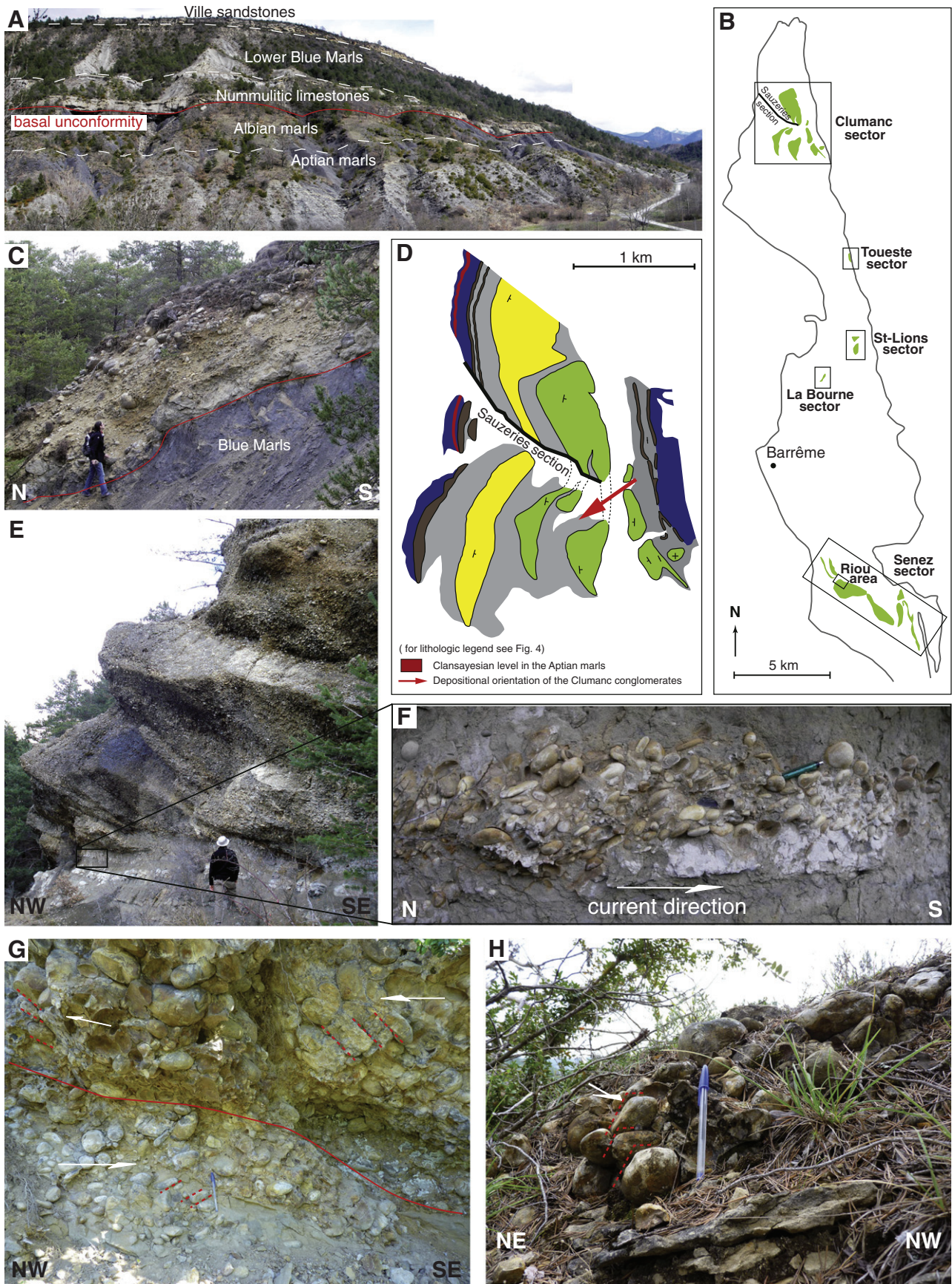
3.1.1. The Argens Conglomerate Formation

This formation is discontinuously represented in the eastern flank of the Blieux and Barrême synclines. The outcrops are broadly located along a north–south axis (Fig. 5A). These conglomerates are always unconformably (with or without a basal angular discontinuity) deposited on the Mesozoic rocks (Fig. 5F). The facies is mainly constituted by pebble- to cobble-grade, moderately to well sorted conglomerates and breccias infilling channels, intercalated with fine sands, silts or clays. The clasts are dominantly local Upper Cretaceous (Cenomanian–Turonian) limestones (Gubler, 1958) that form today the eastern cliffs of the syncline suggesting a short transport distance from the source area. Few calcareous sandstones showing parallel laminations and sometimes containing bioclasts are also present. These clasts are similar to Cenomanian–Turonian rocks that are exposed some 30 km to the south of Barrême in the Castellane region (Kerckhove and Roux, 1976b).

From south-to-north, the Argens Conglomerates exhibit different sedimentary characteristics. In the Rouvière area (Fig. 5A), they are formed by thick (tens of meters) amalgamated conglomeratic to brecciate layers (Fig. 5F). Along the road RN202 (Fig. 5A), the formation is dominantly clast-supported conglomerates deposited in channels; few sandstone intercalations occur. The channels display meter-scale erosive bases (Fig. 5D) with local groove surfaces at their base (Fig. 5E), and are filled by few episodes of conglomeratic deposition, separated by erosive reactivation surfaces and sometimes also by changes in clast size. The clasts are not sorted, and are rarely imbricated. These features suggest that the conglomerates and breccias were deposited by high-energy events such as debris flows and sheet flows (Ridgway and DeCelles, 1993; Vincent and Elliott, 1997). In the Gion area (Fig. 5A), the conglomerates are clast-supported and form isolated channelized bodies in clay-rich deposits (Fig. 5B). The clasts display local imbrication dipping to the south (Fig. 5C). The spatial evolution of this series indicates that the formation was deposited by a northward-flowing alluvial fan system, in agreement with the presence of clasts most probably sourced from the Castellane region in the southern areas. In addition, in the Gion area (Fig. 5A), thick breccias (up to 30 m) are present at the base of the

Fig. 5. Illustrations of the sedimentological characteristics of the basal continental conglomeratic deposits (named Argens Conglomerates) in the study area. (A) Geographical location of the conglomerates (shaded; from Kerckhove and Roux, 1978a; Guillemot et al., 1981 and this study). The contour in gray indicates the contact between the Mesozoic (outer parts) and the Cenozoic (inner part). (B) Isolated conglomeratic channels in clay-dominated deposits; and (C) clast imbrication in the conglomerates indicating a south–north river flowing direction in the Gion area. (D) Amalgamated channels intercalated with fine sands and clays; and (E) basal ravinement surface of a fluvial channel along the Moriez Road (RN202), indicating a south–north current direction of river flowing. (F) Angular discontinuity between the amalgamated channels of the Argens Conglomerates and the Mesozoic substrate in the Rouvière area.





conglomerates in the westernmost sector. These breccias are intercalated with fluvial channels and progressively disappear to the east. This evolution further suggests local eastward influx of clasts, in agreement with the observation of Chauveau and Lemoine (1961).

3.1.2. The marine succession

In the Barrême syncline, the “Nummulitic trilogy” (Boussac, 1912) starts with the Nummulitic Limestone Formation, unconformably overlying the Mesozoic substrate with an angular discontinuity (Fig. 6A and D) interpreted as a transgressive surface. Then, the hemipelagic Blue Marls record the progressive deepening of the environment during transgression. The Ville Sandstone Formation is intercalated in the marls, separating them in lower and upper members (Figs. 3 and 4). The Nummulitic series ends with the siliciclastic deposits represented either by the Clumanc Conglomerates, the St-Lions Conglomerates or the Senez Sandstone Formations that are stratigraphically correlated from north to south in the syncline (Fig. 4).

The classical locality used to describe the marine succession of the Barrême syncline is the Sauzeres section (Fig. 6B and D). Here, the Nummulitic Limestones overlie either the Albian or the Upper Aptian shales with an angular discontinuity (Fig. 6A and D; Guillemot et al., 1981; Evans and Elliott, 1999). This formation displays two units of commonly strongly bioturbated (Bodelle, 1971), fine-grained argillaceous and bioclastic limestones (bivalves, corals, gastropods, *Nummulites*, *Miliolidae*, wood fragments) that were deposited on a shallow-water carbonate ramp (Sinclair et al., 1998). Local facies variations occur along the syncline, with conglomerates and breccias being locally intercalated with the limestones (Fig. 7) and recording continental detrital drifts directly deposited in the sea. These conglomerates are clast-supported and contain gravel- to pebble-grade clasts that are sometimes bioperforated. They have the same composition as the basal continental Argens Conglomerates (local Cenomanian–Turonian limestones, Cenomanian–Turonian calcareous sandstones of the Castellane region) in a calcarenitic and bioclastic matrix rich in *Nummulites*. Chauveau and Lemoine (1961) describe the “Olistolith of Barrême” (Fig. 7) as being formed by Upper Cretaceous decimetric to metric limestone clasts in a fine carbonate matrix of a similar composition. The lack of internal organization in the matrix-supported breccia points to a mass-deposition such as a rock fall that was directly sedimented in the Nummulitic Sea. This is supported by the presence of rare *Nummulites* in the matrix, the bioperforation of some Cretaceous clasts, as well as the gradual eastward and southward thinning of the breccia body. In the eastern and southern parts of the breccia, the clasts at the top of this unit have a rounded shape, possibly due to wave action.

The ~250 m-thick Blue Marl Formation overlies the Nummulitic limestones. These calcareous silty mudstones record a progressive disappearance of benthic foraminifera coeval with an increase of pelagic foraminifera and calcareous nannoplankton (Bodelle, 1971), indicating a substantial deepening of depositional conditions.

The Ville Sandstone Formation is composed of about 50 m of thin-bedded, fine-grained calcareous sandstones interbedded with silty marls (Figs. 3 and 4). The sandstone beds exhibit parallel-stratifications that are often capped by current ripples and are here interpreted as turbidites. Locally, wave-modified current ripples are present, and suggest storm activity (Evans and Elliott, 1999). The basal contact of the beds presents other current sedimentary features such as flute-, prod- and groove-casts. These sedimentary structures suggest a palaeo-current overall directed toward the north (Bodelle, 1971; Evans and Elliott, 1999; Callec, 2001),

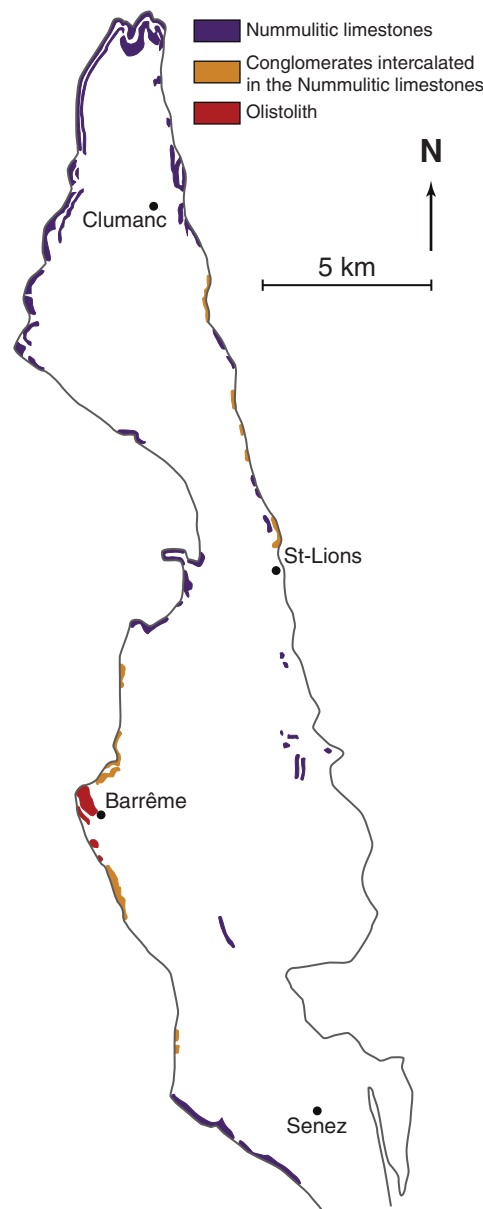


Fig. 7. Geographical location of the Nummulitic Limestone Formation in the Barrême syncline (from Guillemot et al., 1981 and this study). The limestones are locally interbedded with detrital drifts that are represented by basal conglomerates, and by an olistolith.

supported by the dominantly Maures–Esterel Massif provenance of the sediments (Fig. 1; Evans and Mange-Rajetzky, 1991; Evans et al., 2004).

The 140 m-thick Clumanc Conglomerates are located in the northern part of the syncline (Fig. 6B). They display three matrix-to clast-supported conglomeratic units interbedded within silty marls (Bodelle, 1971), which pinch out towards the north and east, thus suggesting a NE–SW depositional orientation of the sedimentary system (Fig. 6D). This formation is interpreted as larger-scale

Fig. 6. Illustrations of the sedimentological characteristics of the Lower Oligocene terrigenous succession that represents the last marine filling of the Barrême basin. (A) Panorama of the Sauzeres sector that evidences the basal unconformity between the Nummulitic sediments and the Mesozoic rocks. (B) Geographical location of the terrigenous succession of the Clumanc Conglomerates, St-Lions Conglomerates and the Senez Sandstones. (C) Conglomeratic channels interbedded with sandstones in Toueste; they unconformably overlie the Blue Marls. (D) Geological map showing that the three conglomeratic units of the Clumanc conglomerates pinch out to the north and the east indicating a NE–SW depositional orientation of them. (E) Structures of foresets dipping to the south; and (F) pebble imbrication in bottomsets in the St-Lions conglomerates that records a north to south current direction of the Gilbert delta. (G) Pebble imbrications of beach berms in the sector of La Bourne indicating that the open sea was located to the south-east. (H) Levels of conglomerates in the Riou (Senez sector) that display pebble imbrication dipping to the SSE.

submarine channels associated with turbidity flows in a fan delta environment (Evans and Elliott, 1999). Clast composition is dominated by local Jurassic and Upper Cretaceous limestones reworked from the underlying series. However, the presence of igneous and metamorphic clasts such as blueschist pebbles (de Graciansky et al., 1971) and serpentinites coming from the Dora Maira Massif (Fig. 1; Schwartz et al., 2012) as well as Jurassic radiolarites sourcing from the Schistes Lustrés Piedmont zone (Cordey et al., 2012) points to an inner alpine contribution. This contribution is also supported by the presence of andesitic and high-pressure minerals in the sandy matrix (Chauveau and Lemoine, 1961; Bodelle, 1971; Evans and Mange-Rajetzky, 1991) and by the Alpine ages obtained for the blueschist pebbles (about 34 Ma; Morag et al., 2008). Tool-cast orientation suggests a palaeo-flow direction toward the south-west (Bodelle, 1971; Callec, 2001), in agreement with the overall depositional system direction. In the Toueste sector (Fig. 6B), the conglomerates (about 7 m-thick) unconformably overlie the Blue Marls (Fig. 6C). They have a comparable clast composition as in Clumanc (except the andesitic matrix). The conglomeratic beds of river channels are interbedded with levels of sandstones (Fig. 6C). The pebbles exhibit local imbrications dipping to the north, indicating a north to south-oriented river depositional system. The important fraction of alpine clasts in the St-Lions Conglomerates (Fig. 6B; Gubler, 1958; Bodelle, 1971; de Graciansky et al., 1982) suggests the presence of a north to south depositional system between Clumanc and St-Lions. They display depositional structures in foresets dipping to the south (Fig. 6E) and imbricated pebbles in bottomsets (Fig. 6F). These conglomerates were likely-deposited in a Gilbert-type delta that prograded to the south (Evans, 1987; Evans and Elliott, 1999; Callec, 2001). In the west flank of the syncline, the sector of La Bourne (Fig. 6B) shows a global coarsening-upward succession. The Blue Marls are here overlain by 2 m of fine-grained sandstones that display HCS (Hummocky Cross-Stratification), ripple marks and planar stratifications to their top, pointing to shoreface to beach depositional environments. The succession of La Bourne ends with a clast-supported conglomeratic unit dipping to the south. The pebbles have a local origin (Upper Jurassic and Cretaceous limestones), but alpine pebbles are also present. The clasts are imbricated to the south-east, forming beach berms (Fig. 6G). At the base of the berms, the clasts are oriented to the north-west likely due to storm-wave breaking orientation (Fig. 6G). This detritic succession illustrates a beach shallowing-upward sequence. The 40 m-thick Senez Sandstone Formation crops out in the southern part of the Barrême syncline (Fig. 6B). This succession exhibits a general coarsening-upward trend from calcareous silty mudstones to calcareous fine- to medium-grained sandstones, interpreted by Callec (2001) as an overall north-west progradational shoreface system, in agreement with the heavy mineral composition of the sandstones attributed to the southerly-located Maures–Esterel Massif (Fig. 1; Evans and Mange-Rajetzky, 1991). In the Clumanc sector, the detrital chronological data and heavy mineral composition (Evans and Mange-Rajetzky, 1991; Morag et al., 2008) imply a mixture of Alpine and Variscan sources with detrital white micas dated from 230 to 320 Ma. The ages obtained in the range of 280–320 Ma are consistent with a Maures–Esterel source where these ages have been measured (Onézime et al., 1999). However, the Permo-Triassic ages (230–270 Ma), which do not occur in the Maures–Esterel Massif, were interpreted by Morag et al. (2008) as being derived from the external flysch units of the alpine chain and thus may point to a source located at the north-east of the Barrême basin. Alternatively, the oldest ages (280–320 Ma) might be explained by the remobilisation of these minerals by the southward-prograding sedimentary system during the terminal marine filling of the Barrême basin which would account for the sedimentary structures observed in Senez. Namely, conglomerates are locally present at the top of the Senez succession, where in the Riou area (Fig. 6B) Upper Jurassic pebbles exhibit an overall imbrication dipping to the south in beach berm

deposits (Fig. 6H) and thus point to a general southward progradation of this unit.

3.1.3. The Red Molasse Formation

In the Barrême syncline, these red deposits overlie the marine series with an angular discontinuity, indicating a topographical change between the two deposits (Chauveau and Lemoine, 1961). The formation consists of erosive conglomeratic channels intercalated with red clays, sandstones and nodular carbonates. This suggests an alluvial to fluvial environment of deposition (de Graciansky et al., 1982). The clasts are dominantly Upper Cretaceous limestones coming from local high topographies and possibly also from the reworked basal Argens Conglomerates (Gubler, 1958; Chauveau and Lemoine, 1961; de Graciansky et al., 1982; Evans and Elliott, 1999).

From south to north in the syncline, the Red Molasse Formation exhibits different sedimentary characteristics. In the Senez sector (Fig. 8D), the deposits are composed of amalgamated conglomeratic channels, intercalated with rare red clay layers (Fig. 8A). The clasts are not sorted and not well rounded, and were thus likely deposited by debris flows with a short transport distance (Blair and McPherson, 1994). In the sector of La Bourne (Fig. 8D), clast-supported conglomeratic and sandy channels are commonly re-incised and less amalgamated than in the south (Senez) and display frequent thick clay-rich intervals (Fig. 8B). The pebbles are rounded, indicating a longer transport from the source area than in the south (Senez). Consequently, the Red Molasse Formation was here deposited in a median alluvial fan position. In St-Lions (Fig. 8D), the deposits are dominated by red clays and sandstones interbedded with nodules and coal horizons (Fig. 8C; de Graciansky et al., 1982) of distal alluvial fan position. All these observations point to interpret the Red Molasse Formation as belonging to a northward flowing alluvial fan system (Blair and McPherson, 1994).

3.2. Blieux syncline

In the Blieux syncline, the Nummulitic succession can be observed along the SE–NW Touchard and Echelette cliffs (Fig. 9H), and lies unconformably on the Mesozoic substratum (Figs. 9A and 10A). The Tertiary marine sediments are composed by the Nummulitic Limestone Formation, represented by limestone–marl alternations, overlain by the blue marls that end the outcropping marine succession in the Blieux syncline. A unit of breccias, here named “Blieux Breccias”, is intercalated in the limestone beds (Fig. 4). The Nummulitic succession of the Blieux syncline is synthesized in Fig. 11.

3.2.1. The marine succession

The first deposits of the Nummulitic limestones in the Touchard cliff (south-east sector; Figs. 9 and 11) display an angular discontinuity on the Albian marls, and form a discontinuous level of limestone pebbles (Fig. 9B and C) deposited on a ravinement surface. In the Touchard cliff, the base of the formation is constituted by four alternations of limestones and marls that successively onlap the Mesozoic toward the north-west (Figs. 9A and 11). These alternations are locally eroded by the unit of breccias, which are first deposited in the north-west sector (Echelette cliff; Figs. 10 and 11). There, the breccias are capped by five calcarenitic units (more or less argillaceous). The first and last units (Units 5 and 9) show an oblique geometry of the deposits that dip to the south-east (Fig. 10B and D), whereas Unit 5 exhibits downlaps at the toe of the stratifications (Fig. 10D). These five units are onlapping toward the north-west, either on the Cenomanian limestones (Unit 5) or on the Blieux Breccias (Units 6 to 9).

From the south-east to the north-west of the Blieux syncline, the Nummulitic Limestone Formation exhibits different facies. On the pebble level in the south-east (Touchard cliff, Fig. 9C), the first unit of the formation is conglomeratic and contains bioperforated limestones. In this clast-supported conglomerate, the pebbles are

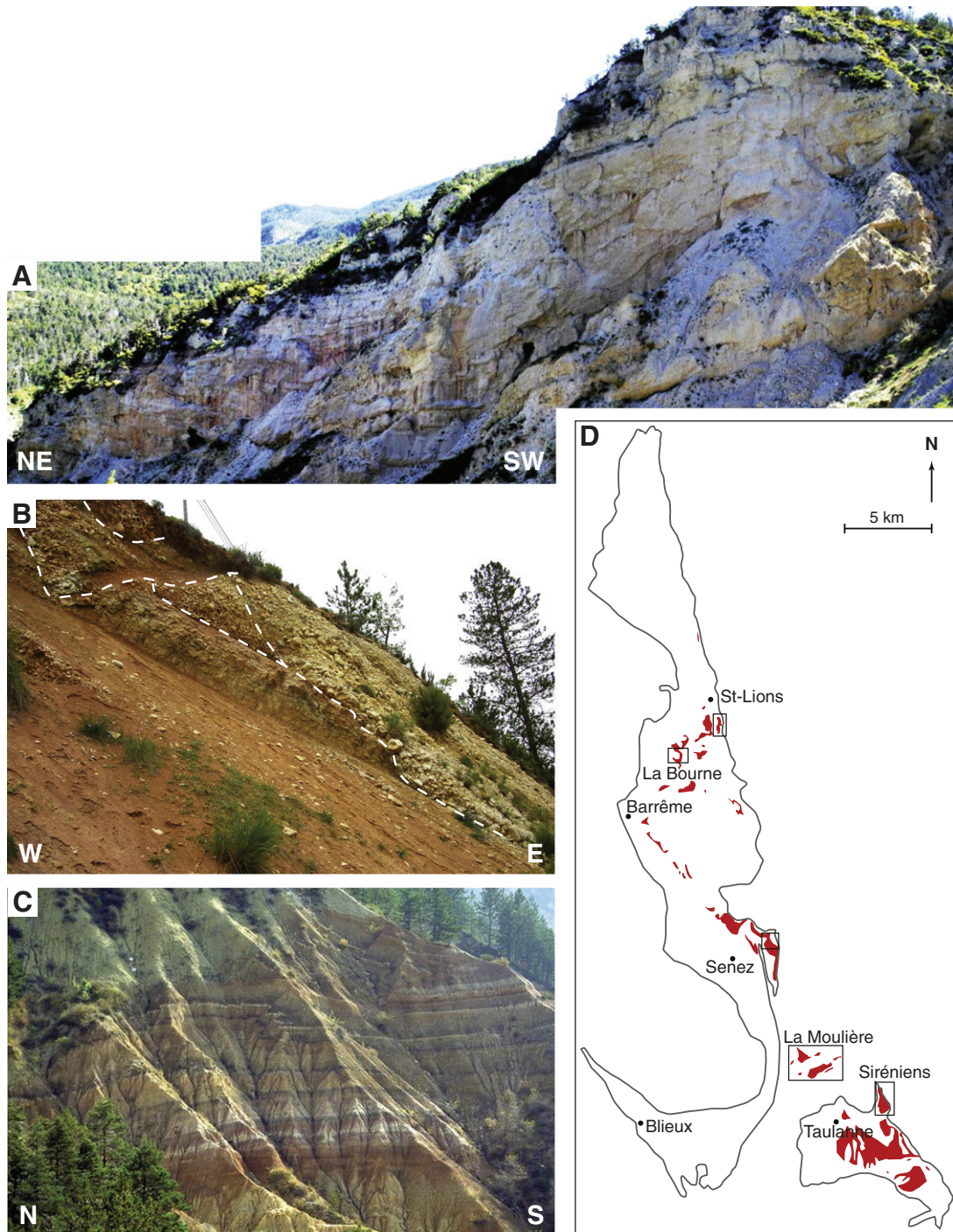


Fig. 8. From south to north of the Barrême syncline, the deposits of the Red Molasse Formation display lateral variations of their facies that permit to interpret this formation as being deposited in a south to north directed alluvial fan. (A) In the southern part of the Barrême syncline (Senez sector), the deposits are represented by amalgamated conglomeratic channels. (B) In the sector of La Bourne, the conglomeratic and sandy channels are more isolated in red clays. (C) In St-Lions, the sediments are dominated by red clays and sandstones interbedded with nodular calcretes and coal horizons. (D) Geographical location of the Red Molasse Formation in the study area (from Kerckhove and Roux, 1976a, 1978a; Guillemot et al., 1981).

imbricated and dip to the south-east (Fig. 9D). In the northernmost part of the Touchard cliff, the second unit contains a coral bioherm (Fig. 9E). These first two units display a lateral evolution to the south, where fine-grained calcarenites replace the conglomerates (Unit 1) or the bioherm (Unit 2). The calcarenites are bioturbated and rich in bioclasts (red algae, *Miliolidae*, coral clasts) in the north and are rich in *Nummulites* to the south, and then have the typical facies of the Nummulitic limestones (Fig. 9F). The same facies is observed in the next two limestone beds (Units 3 and 4).

A comparable facies evolution can be observed above the breccias in the Echelette cliff, where the five limestone units (Units 5 to 9) are conglomeratic (poorly-rounded pebbles) at their base and then have the typical facies of the Nummulitic limestones. At the Touchard cliff, each carbonate unit thins southward and interstratifies within the marly deposits of the Blue Marl Formation (Bourbonne ravine; Figs. 9H and 11). These features suggest a deepening of the depositional environment toward the south-east, in agreement with the overall direction of onlapping of the limestones onto the Mesozoic series (Figs. 9A, 10A and 11) as well

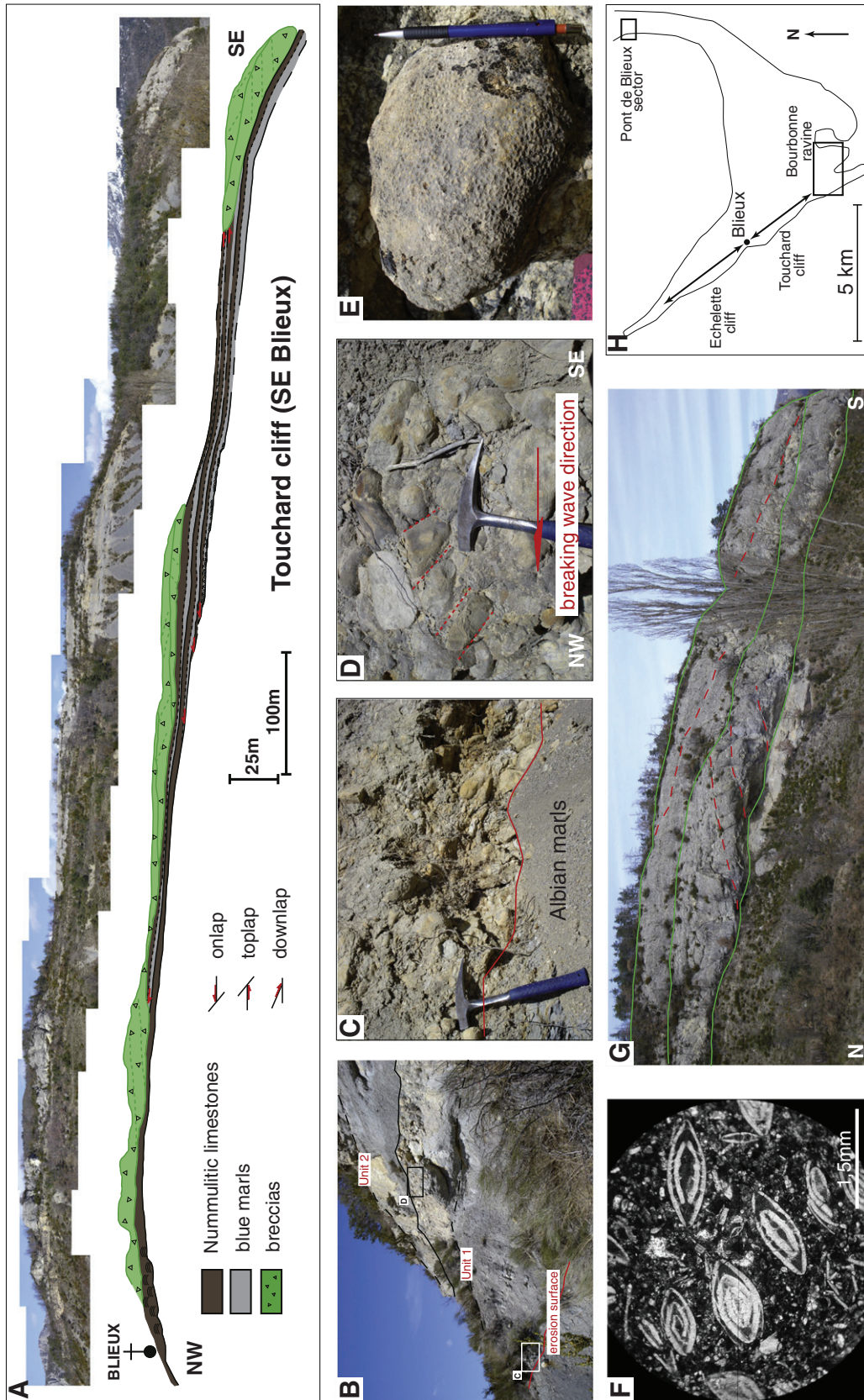


Fig. 9. Illustrations of sedimentological characteristics of the Nummulitic succession in the Touchard cliff. (A) The panorama highlights that the Nummulitic limestones are deposited in onlap to the north-west onto the Mesozoic substrate. (B) The contact between the first units (Unit 1 and 2) of the Nummulitic limestones and the Albian marls. (C) Detail of (B) showing the angular discontinuity materialized by a level of pebbles deposited on a ravinement surface. (D) Detail of (B) representing the conglomeratic beach berm. (Unit 1) that records a SE–NW breaking wave current direction. (E) Coral bioherm (Unit 2) in the northernmost part of the Touchard cliff. (F) Typical facies of the Nummulitic Limestone Formation (Units 3 and 4) represented by a calcarenitic limestones rich in *Nummulites*. (G) Fluvial channels showing lateral accretion structures in the Blieux Breccias. (H) Location of the different outcrops studied in the Blieux syncline.

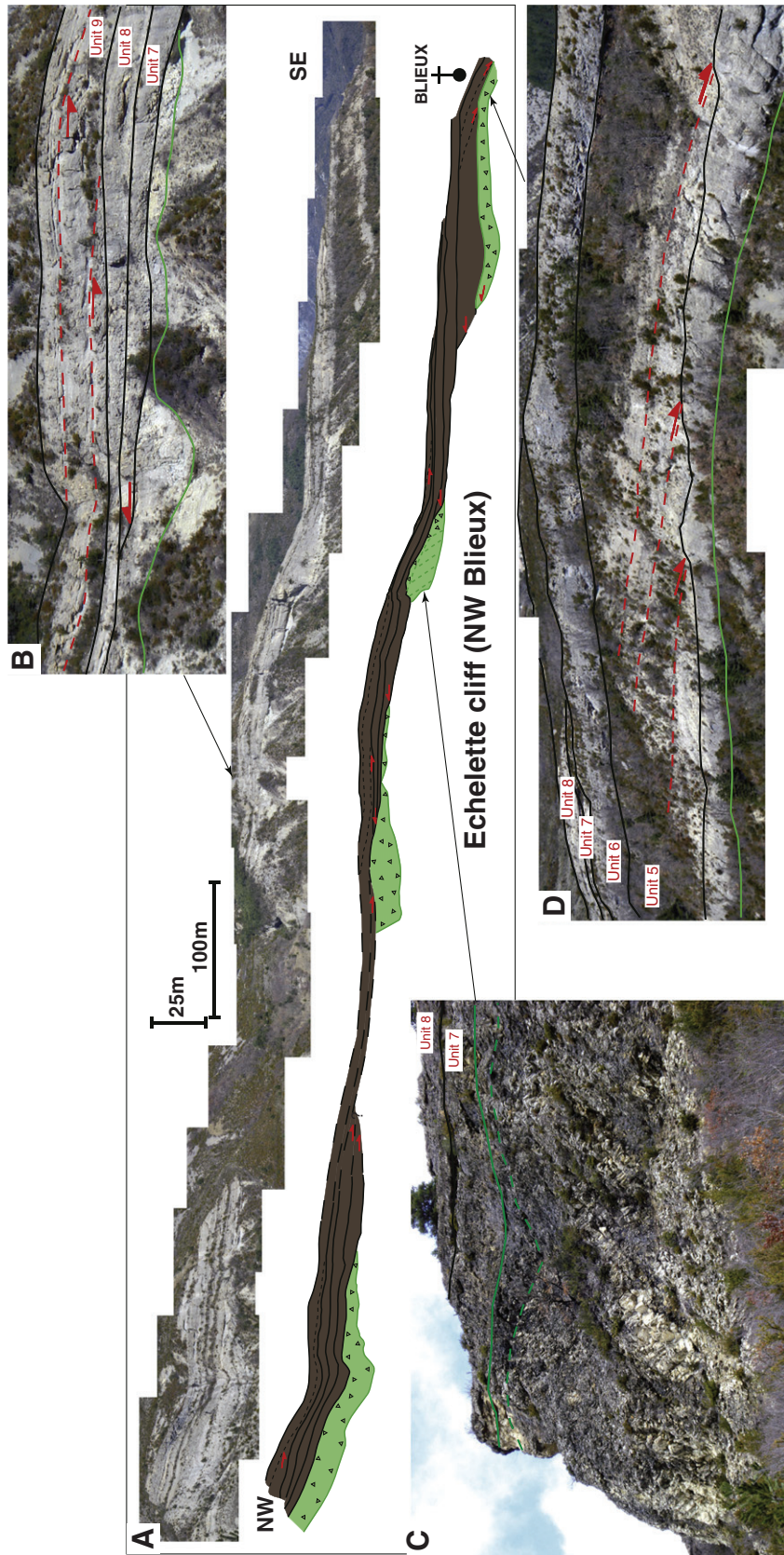


Fig. 10. Illustrations of sedimentological characteristics of the Nummulitic succession in the Echelette cliff (for location see Fig. 9H). (A) Like in the Touchard cliff (south), the panorama evidences that the marine series is deposited in onlap to the north-west, either onto the Cenomanian limestones or onto the Blieux Breccias. (B) Oblique geometries with eroded bases indicating a progradation in forced regression regime of the Unit 9. (C) Mass of underformed Cenomanian limestones interpreted as an olistolith. (D) Downlaps at the toe of the oblique geometries indicating the progradation of the Unit 5.

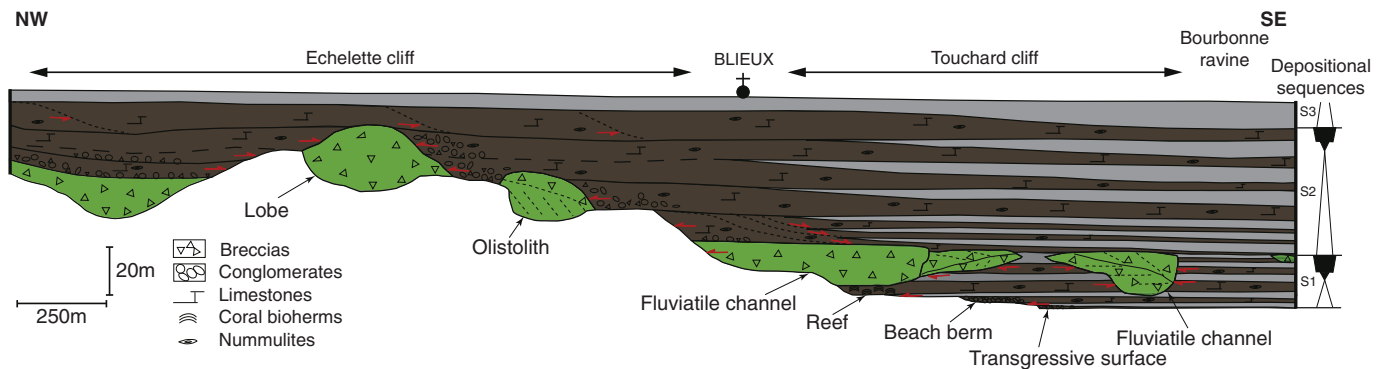


Fig. 11. Diagram summarizing the sedimentary and structural characteristics of the Nummulitic succession observed in the Blieux syncline. The depositional geometries and the deepening environment to the south-east emphasize the palaeotopography that pre-existed the Eocene transgression. Three depositional sequences separated by transgressive surfaces are evidenced in the Blieux syncline.

as with the imbrication orientation of the pebbles at the base of Unit 1 (Fig. 9D) that resulted from breaking waves on the shore, thus forming a beach berm (Massari and Parea, 1988). This interpretation is also in agreement with the oblique geometries of Units 5 and 9 (Fig. 10B and D) that likely correspond to beach progradational accretion (Inden and Moore, 1983; Massari and Parea, 1988).

In the outcrop of the Pont de Blieux (north-east of the syncline, Fig. 9H), the Nummulitic limestones present a conglomeratic base with a bioclastic calcareous matrix. The rolled pebbles are dominantly composed of Barremian–Hauterivian limestones (Kerckhove and Roux, 1978b) reworked from the local underlying Mesozoic series. Here the clast imbrication suggests a north-east to south-west breaking wave orientation.

3.2.2. The Blieux Breccia Formation

These breccias erode the Nummulitic limestones in the Touchard cliff and the Cenomanian limestones in the Echelette cliff (Figs. 9A, 10A and 11). These clast-supported breccias (locally up to 20 m thick) are composed of Upper Cretaceous limestones in a fine carbonate matrix resulting from the powdering of the Upper chalky Cretaceous limestones. The pebbles are mostly angular and not sorted, suggesting a short transport distance from the source area.

In the Touchard cliff, these breccias infill channels that exhibit structures of lateral accretion dipping either to the south or north (Fig. 9G), suggesting an overall east–west direction of the channels. In the Echelette cliff, they are divided into four units and show a lobate geometry as testified by the onlaps of the Nummulitic limestones onto both sides of these sedimentary bodies (Fig. 10A and B). The second breccia unit contains a mass of undeformed Cenomanian limestone beds (Fig. 10C) here interpreted as a decametric olistolith.

These deposits indicate a local influx of detrital drifts infilling fluvial channels that erode the marine sediments deposited below (Touchard cliff) or forming lobes of debris directly deposited on the Cretaceous substratum (Cenomanian). These lobes are onlapped by the marine sediments of the Nummulitic limestones (Echelette cliff; Fig. 10A and B), and part of the clasts are reworked in the marine environment as shown by lags of rounded pebbles in the limestones in the first tens of meters away from the lobes.

3.3. Taulanne syncline

In the Taulanne syncline, the formations of the Nummulitic series exhibit a facies succession different to that of the adjacent synclines (Fig. 4). The marine succession starts with the Basal Conglomerate Formation unconformably deposited on the Berriasian–Valanginian limestone–marl alternations (Kerckhove and Roux, 1978a). The conglomerates are overlain by the Castellane Sandstone Formation that is constituted by sandstone–

marl alternations. The overlying blue marls mark the maximal deepening of the depositional environment. They are capped by the Bistre Series and the Taulanne Limestones, which end the Nummulitic infill in the Taulanne syncline.

Geological mapping in this northern part of the syncline (Fig. 12D) as well as the correlations between the sections logged in the syncline (Fig. 13) evidences a lateral change in the thickness of each formation. To the north, they gradually become thinner, while to the south they all pinch out onto the Mesozoic substratum.

3.3.1. The marine succession

In the Prés section (Figs. 12D and 13), the basal conglomerate is up to 80 m-thick, and exhibits two clast-supported conglomeratic units separated by a marly level. This first formation presents a polygenic composition dominated by Cretaceous and Jurassic limestone pebbles possibly resulting from the local reworking of the underlying successions. However, calcareous sandstones, cherts and limestones rich in *Exogyra* (oysters) are reworked elements of the Cenomanian–Turonian of the Castellane region (Kerckhove and Roux, 1976b), and thus indicate an allochthonous contribution to the conglomerates. These conglomerates display low-angle meter-scale cross-bedding stratifications (Fig. 12A), interpreted as the result of storm-induced erosional events in beach depositional environments (Massari and Parea, 1988). The clasts are imbricated and dip to the north-east (Fig. 12B) indicating that waves broke from the north-east to the south-west. The clast composition of this lithostratigraphic unit is roughly similar to that of the basal Argens conglomerates although richer in clasts originated in the Castellane region. This suggests that this unit resulted, at least partly, from the reworking of the continental conglomerates during the Nummulitic transgression (Kerckhove and Roux, 1978b). These marine conglomerates are overlain by the thick (up to 150 m) sandstone–marl alternations of the Castellane Sandstone Formation (Fig. 13). The first beds of this formation are conglomeratic at their bases and grade into *Nummulites*-rich sandstones. Upwards, the Castellane Sandstones are only *Nummulites*-rich sandstones cemented by calcite, which constitute their typical facies. The sandstone beds exhibit HCS, characterizing a shoreface environment (McCubbin, 1982). The progressive increase in the marl proportion marks the transition between the Castellane Sandstone Formation and the bioclastic blue marls. In the Prés section, the Blue Marl Formation is represented by 20 m of marls and compacted marls (Fig. 12C), the latter being bioperforated and rich in macrofauna (bivalves, gastropods and coral fragments).

In the southern part of the Taulanne syncline (the Coulet sector; Fig. 12D), the marine sediments are represented by two massive units of calcareous sandstones (about 20 m-thick) onlapping the Mesozoic substratum. These units are formed by well-sorted fine-grained sandy calcarenites rich in *Nummulites*. The calcareous sandstones exhibit either

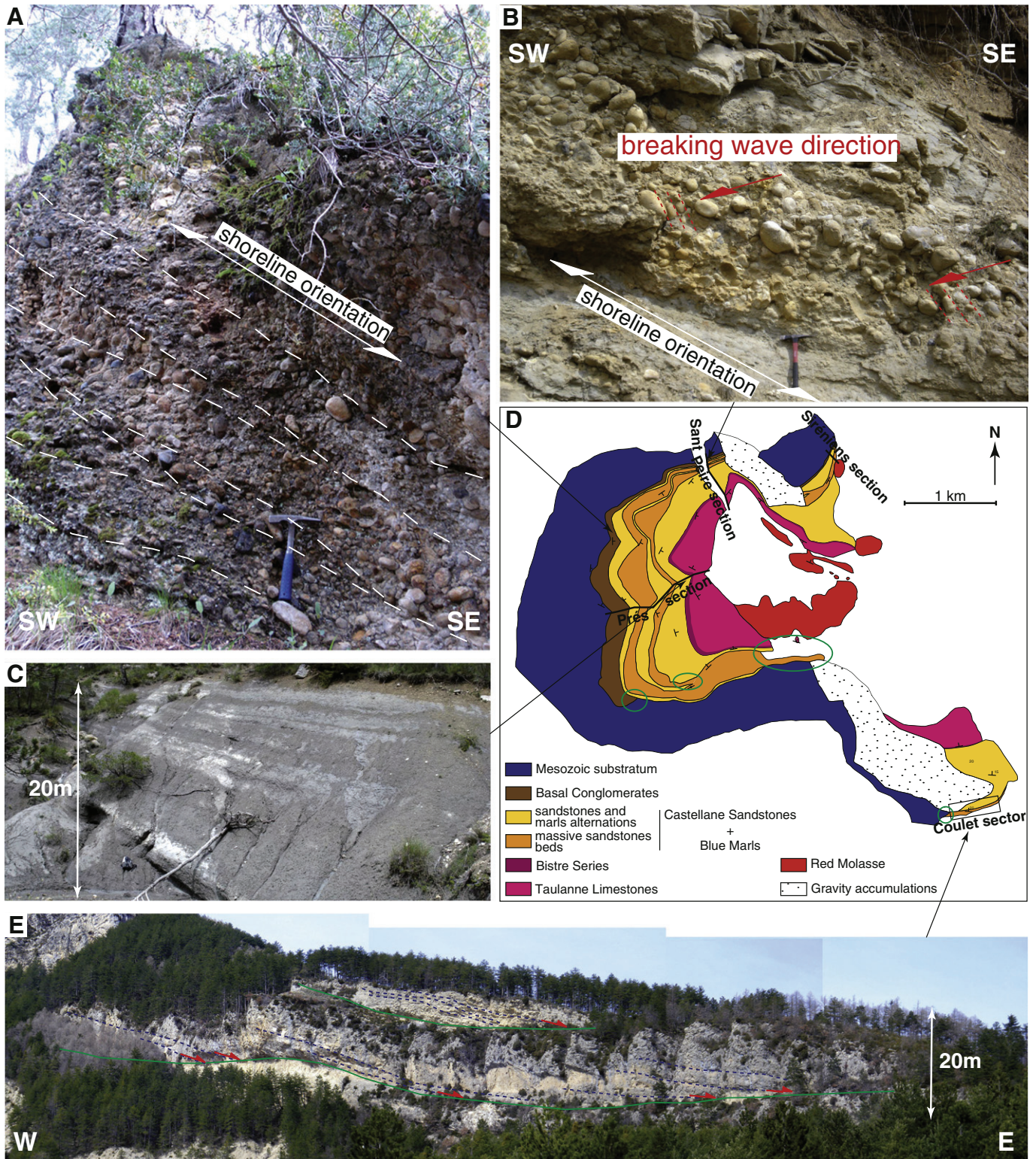


Fig. 12. Illustrations of sedimentological characteristics of the marine Nummulitic succession in the Taulanne syncline. (A) Cross-bedded stratifications in the basal marine conglomerates that evidence a NE-SW current orientation, perpendicular to the orientation of the shoreline. (B) Pebble imbrications in the conglomerates point to a north-east to south-west breaking wave current direction. (C) 20 m-thick of hardened marls comprising the Blue Marl Formation in the Prés section. (D) Geological map of the Eocene-Oligocene succession in the Taulanne syncline pointing that the thickness of each unit decreases to the north and that the succession pinches out onto the Mesozoic substrate to the south (surrounded in green). (E) Panorama of the clinoforms that composed the first marine deposits in the Coulet sector; the clinoforms are interpreted as being formed during the eastward progradation of a beach system.

HCS or planar stratifications, suggesting that they were deposited in a shoreface to foreshore environment (McCubbin, 1982), in agreement with the ~10 m-high clinoforms well-visible in the panorama (Fig. 12E)

resulting from the progradation of the beach complex. To the east, these two massive sandstone units are correlated with a series of ~120 m of marls and sandstones, the latter displaying the characteristic facies of

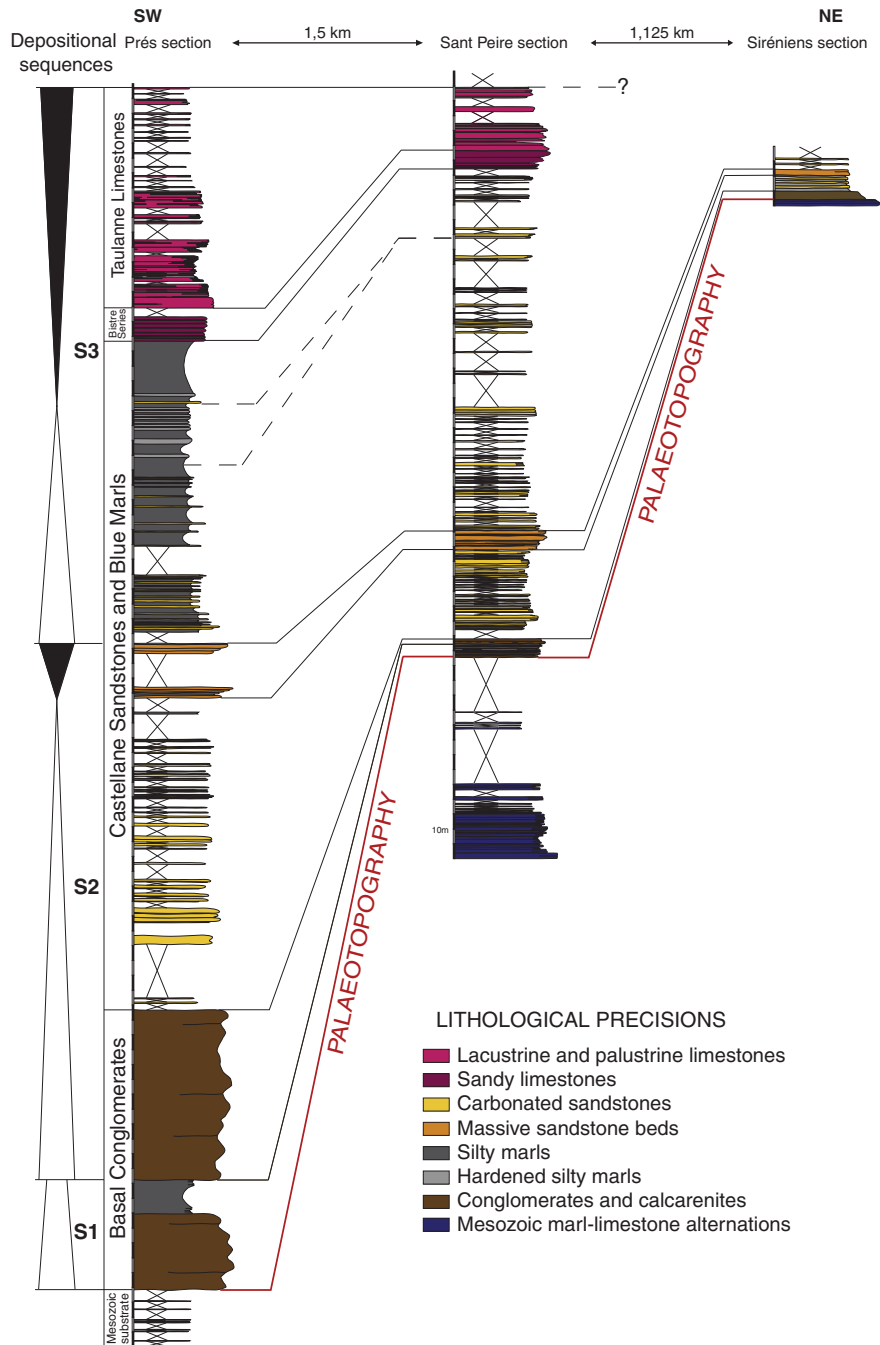


Fig. 13. Schematic representation of the three sections logged in the northern part of the Taulanne syncline (for location see Fig. 12D). The lithostratigraphic correlations highlight a progressive thinning of each unit toward the north-east that point to the filling of an asymmetric topography pre-dating the deposition of the Nummulitic succession. Three depositional sequences separated by transgressive surfaces are evidenced in the Prés section.

the Castellane Sandstones and meter-scale HCS. These features suggest an eastward deepening of the depositional environment.

3.3.2. The Bistre Series and the Taulanne Limestones

These two formations stratigraphically follow the blue marls (Figs. 4 and 13). The Bistre Series is composed by 6 to 10 m of bioperforated carbonate-rich sandstones that are poor in bioclasts (rare bivalves and benthic foraminifera). The Taulanne Limestones are constituted of three main facies associations. The first one systematically forms the base of the formation in the syncline. It is represented by marine bioclastic carbonates (dominated in benthic foraminifera, bryozoans and red algae;

Fig. 14A) that are locally rich in lithoclasts (quartz, glauconite and limestone pebbles; Fig. 14B). The presence of microkarst and level of red clays interbedded with the carbonates suggests subaerial exposure (Esteban and Klappa, 1983). The second association is composed by carbonates rich in gastropods, ostracods and Characeae (Fig. 14C) in alternation with micropeloidal laminated carbonates (Fig. 14D). These types of carbonates are formed in a lacustrine environment (Dean and Fouch, 1983; Freydet, 1984). The last association presents a high diversity of facies such as travertine, encrusted roots (Fig. 14E) and calcretes (Fig. 14F) pointing to a palustrine environment (Esteban and Klappa, 1983), as is also suggested by the presence of *Microcodium* (Freydet and Verrecchia,

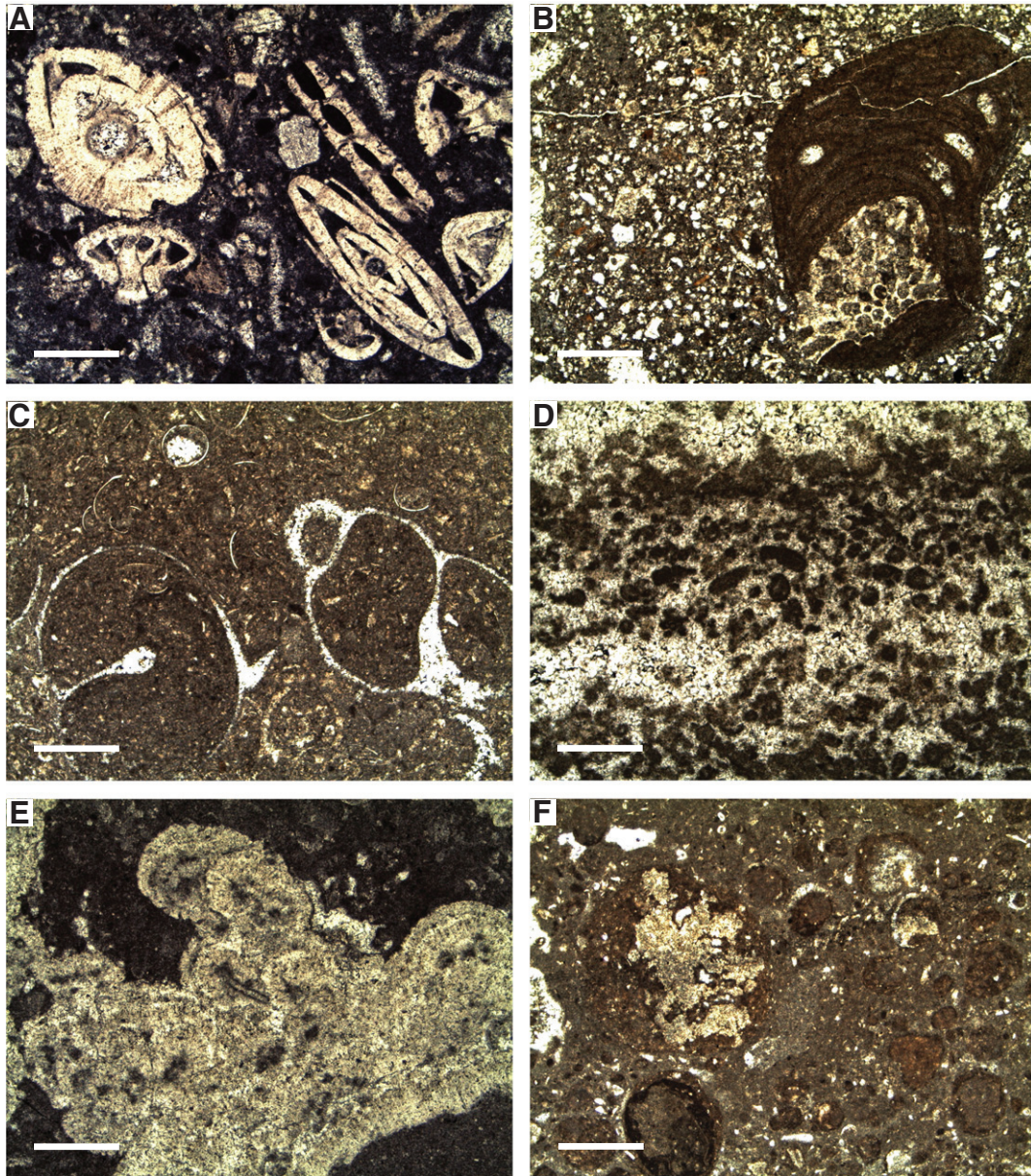


Fig. 14. Photos of characteristic marine (A and B), lacustrine (C and D), and palustrine microfacies (E and F) of the Taulanne Limestone Formation. (A) Packstone rich in benthic foraminifera (*Nummulitidae* and *Rotaliidae*). (B) Packstone with lithoclasts, bryozoans and red algae. (C) Wakestone with gastropods and ostracods. (D) Micropeloidal laminated packstone/grainstone. (E) Encrusted roots. (F) Calcrete. Scale bars are 500 μm .

2002; Kabanov et al., 2008) and local precipitation of detrital silica (Meyer, 1984).

3.3.3. The Red Molasse Formation

The red beds of the Taulanne syncline (Fig. 8D) display a facies evolution comparable to that of the Barrême syncline, except for a proximal alluvial fan in the north-east (Siréniens) and a distal fan in the south-west (Taulanne). Consequently, in the study area, the formation consists of two distinct alluvial fan systems: the first alluvial fan had its source to the east of Senez (Fig. 8D) and developed to the north following the Barrême syncline axis, whereas the second fan had its source in the Siréniens sector (Fig. 8D) and expanded to the south-west. Connections between these two Red Molasse fan systems are not well identified because few outcrops exist in the sector of La Moulière (Fig. 8D).

4. Identification of the Barrême, Blieux and Taulanne palaeovalleys

Depositional structures and palaeo-flow orientations recorded in the analyzed sedimentary successions allow the interpretation of the Barrême, Blieux and Taulanne synclines as palaeovalleys formed before the first phase of Eocene–Oligocene sedimentation represented by the basal continental conglomerates and the Nummulitic limestones (Figs. 3 and 4).

In the Barrême syncline, the basal Argens Conglomerates are exposed along a north–south axis (Fig. 5A) with a basal unconformity surface, commonly angular (Fig. 5F), on the Upper Cretaceous rocks. This suggests that a phase of uplift and erosion occurred between the Cretaceous and the Eocene (Lemoine, 1972). The orientation of the sedimentary system from south (proximal alluvial fan) to north (mid alluvial fan) as documented by various sedimentary structures and the general organization

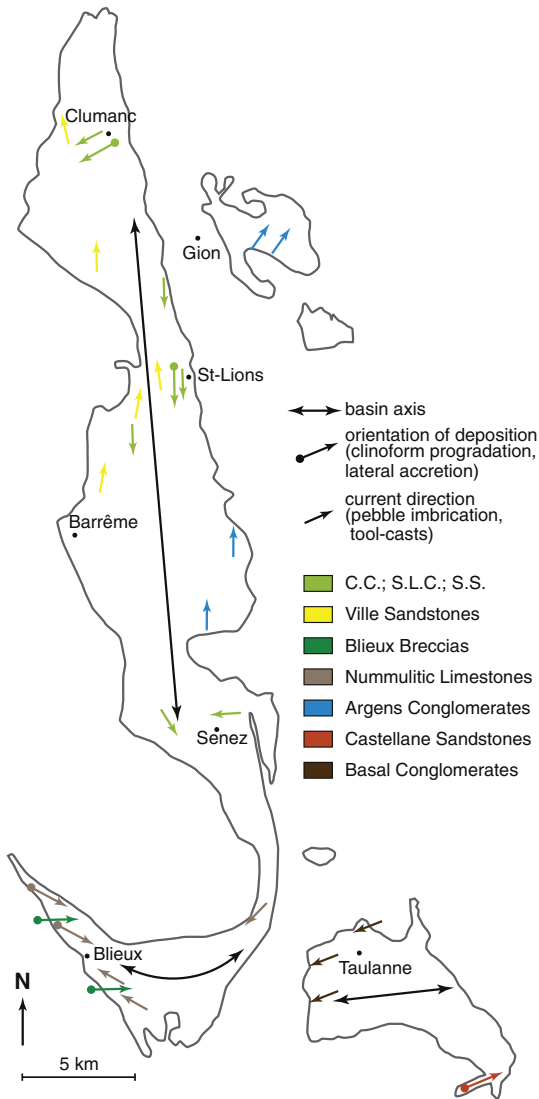


Fig. 15. Synthesis of the current directions and the orientation of deposition observed in the sedimentary series of the Barrême, Blieux and Taulanne basins. Some current directions are taken from Callec (2001) concerning the Argens Conglomerates, the Ville Sandstones and the Senez Sandstones. These data allow the reconstruction of the three palaeovalley axes.

of the deposits in the formation suggests that the alluvial fan followed a south–north-oriented palaeo-structure (Fig. 15) such as a palaeovalley. Similarly, the angular discontinuity between the Nummulitic limestones and the Mesozoic of various ages (Hauterivian to Santonian; Guillemot et al., 1981) suggests phases of folding and erosion before the Eocene transgression. The Ville calcareous sandstones represent turbiditic influx

into the blue marls (Evans and Elliott, 1999). The basal contacts of the sandstones beds present tool-casts recording a northward flow direction, in agreement with a north–south palaeovalley axis (Fig. 15). The general southward progradation of the Senez Sandstone Formation suggests that this unit was deposited in the continuity of the Clumanc and St-Lions conglomerates, and as the final stage of the progradation of this sedimentary system during basin filling (Fig. 16). Indeed, the sandstones observed in the intermediate geographical position in La Bourne (Fig. 6B) below the conglomerates contain alpine pebbles and have a great facies affinity with the Senez sandstones, both showing wave-dominated structures and sandstones of comparable composition. Thus, the terminal marine filling of the syncline (Clumanc and St-Lions conglomerates and Senez sandstones) is here interpreted as a southward prograding depositional system that likely followed the same axis as the underlying marine Nummulitic succession (Fig. 15). The south–north-oriented Red Molasse alluvial fan (Fig. 8D) suggests a perennial Barrême palaeovalley, despite a constant basal unconformity and a reversed depositional orientation due to tectonics (de Lapparent, 1938; Chauveau and Lemoine, 1961; Evans and Elliott, 1999).

In the Blieux syncline, the Touchard and Echelette cliffs display a Nummulitic series that overlapped the Mesozoic substrate (Figs. 9A, 10A and 11). Each unit becomes thinner to the north-west and exhibits a basal angular discontinuity on a dipping structure, interpreted as a palaeotopography (Fig. 11). This pre-existing morphology involves a coastal sedimentation transgressing to the north-west (beach berms and fringing coral reefs), and a deepening of the depositional environment toward the south-east with contemporaneous deposition of blue marls in the Bourbonne ravine and the Nummulitic limestones in the Blieux surroundings. This interpretation is supported by the pebble imbrication of the beach berms that records a north-west breaking wave current direction (Fig. 9D). In the Pont de Blieux outcrop (Fig. 9H), the clast imbrications indicate a south-west wave breaking direction, suggesting an arcuate axis of the Blieux palaeovalley (Fig. 15), comparable to its present morphology. The Blieux Breccia Formation is interpreted as detrital drifts (fluvial channels and lobes) intercalated in the marine sediments. Structures of lateral accretion in river deposits that either dip to the south or to the north (Fig. 9G) suggest an overall west–east direction of the river channels. The breccias are composed of angular and unsorted Upper Cretaceous clasts of local origin. According to the geological map of Moustier-Sainte-Marie (Kerckhove and Roux, 1978a), the nearest Cretaceous high topographies that could have delivered the clasts forming the breccias were directly located to the west of Blieux. Thus, the fluvial currents responsible for the deposition of this formation probably came from the west and deposited toward the east (Fig. 15). The presence of an olistolith in the Echelette cliff (Fig. 10C) confirms the presence of relief located close to the shoreline.

In the northern part of the Taulanne syncline, the correlations between the three logged sections (Fig. 13) and the geological mapping (Fig. 12D) of the Eocene–Oligocene lithostratigraphical units evidence an overall thickness decrease of the Nummulitic series toward the north. Each unit gradually become thinner in the north than in the south, likely due to palaeotopography. Southward, these units

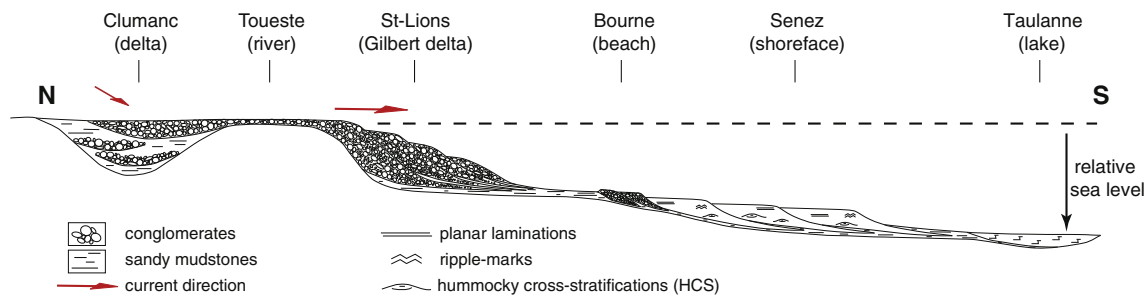


Fig. 16. Diagram summarizing the depositional environments of the terminal marine Nummulitic succession in the Barrême basin (for location see Fig. 6B). They are connected in a depositional system that prograded to the south during a forced regression.

successively pinch out onto the Mesozoic substrate over a short distance (few tens to hundred meters; Fig. 12D). This may correspond to the onlap of the successive deposits onto a relatively steep dipping Mesozoic structure. The south-east-oriented pebble imbrication due to wave breaking at the shoreline observed in the Basal Conglomerate Formation (Figs. 12B) suggests that the depositional system opened to the east, in agreement with the deepening of the depositional environment eastward, as seen in the Coulet sector (Fig. 12E). Thus, the Taulanne syncline is interpreted as a pre-existing west-east asymmetric palaeovalley (Fig. 13) that displays a gently-dipping northern edge and a relatively steep southern edge.

5. Depositional dynamics during sea-level variations in the palaeovalleys

The internal architecture and facies evolution of the Nummulitic succession records relative sea-level changes and the depositional sequences identified in the different studied sectors allow the correlation of the different sedimentary units from one syncline to the other (Fig. 17). Evans and Elliott (1999) have identified three depositional sequences (S1, S2 and S3) separated by transgressive surfaces. Our results are in agreement with this sequential interpretation, and the sequences S1 to S3 are also recognized in the Blieux and Taulanne synclines (Fig. 17).

Based on the interpretation of the geometries seen along the Touchard, Echelette and Bourbonne sectors, three depositional sequences are identified in the Blieux palaeovalley (Figs. 11 and 17). The Nummulitic series starts with a discontinuous level of limestone pebbles deposited onto a ravinement surface that represents a transgressive lag deposit on the eroded Albian marls (Touchard cliff; Fig. 9C). Successive onlaps of beach systems (Unit 1; Fig. 9D) as well as fringing coral reefs (Unit 2; Fig. 9E) located to the north-west testify to a marine transgression in the Blieux syncline. The two calcarenitic beds that have the characteristic facies of the Nummulitic Limestone Formation (Unit 3 and 4; Fig. 9F) correspond to the more open marine sediments of this first sequence. The fluvial deposits of the breccias erode the underlying limestones and constitute the regressive part of S1. The second sequence is formed by the calcareous deposits of the Units 5 to 9. The oblique geometries of the Unit 5 suggest a progradational direction of the beach toward the south-east (Fig. 10D) during a transgressive trend, in agreement with the onlap structures of the Units 6, 7 and 8 onto the Mesozoic and the Blieux Breccias (Figs. 10A and 11) or,

alternatively, a short-lived regressional phase in the generally transgressive dynamics of deposition of the limestone units. The last calcarenitic bed (Unit 9) displays oblique geometries with erosional truncations at the toe of the stratification (Fig. 10B) interpreted as progradational beach clinofolds deposited during a forced regression (*sensu* Posamentier et al., 1992). The thick deposits of the hemi-pelagic blue marls record an episode of marked sea-level rise at the base of S3; they constitute the last marine Nummulitic sediments in the Blieux palaeovalley.

As in the Barrême and Blieux basins, the marine succession in the Taulanne valley is formed by three depositional sequences (S1, S2, and S3) separated by transgressive surfaces (Figs. 13 and 17). S1 is uniquely formed by transgressive deposits, represented by aggrading gravel beach deposits (Fig. 12A and B), and capped by a marly unit. S2 records a transgressive/regressive cycle. The transgressive trend shows a fining-upward succession from the conglomeratic beach to the Castellane Sandstone alternations, which present a progressive increase in the marl proportion of a distal shoreface depositional environment. The return to shallower environments resulted in the gradual disappearance of the marly layers followed by the deposition of two successive massive sandstone bodies that represent the regressive part of S2. The gradual transition from the Castellane Sandstones to the hemi-pelagic Blue Marl Formation as well as the decrease in the number and thickness of the sandstone layers intercalated in the marls records a transgressive trend at the base of S3. The 20 m-thick deposits of the blue marls represent the maximum deepening of depositional conditions (Fig. 12C). The calcareous sandstones of the Bistre Series and the Taulanne Limestone Formations compose the regressive part of S3, during which shallow marine carbonates were first deposited overlain by lacustrine and palustrine deposits (Fig. 14).

Despite different facies successions, the Cenozoic deposits of the Barrême, Blieux and Taulanne synclines record strikingly similar successions of relative sea-level changes. Accordingly, the transgressive surfaces of S1, S2 and S3 can be correlated between the three analyzed synclines. The regressive trend of S1, constituted by the breccia deposits in Blieux, is not recorded in Taulanne and Barrême. However, the transgressive surface of S2 can be correlated between the three valleys. S3 is not complete in Blieux, either due to erosion occurring later in the geological history of the syncline or to non-deposition of sediments during the Oligocene. Fig. 16 represents the depositional environments of the terminal marine Nummulitic filling in the Barrême

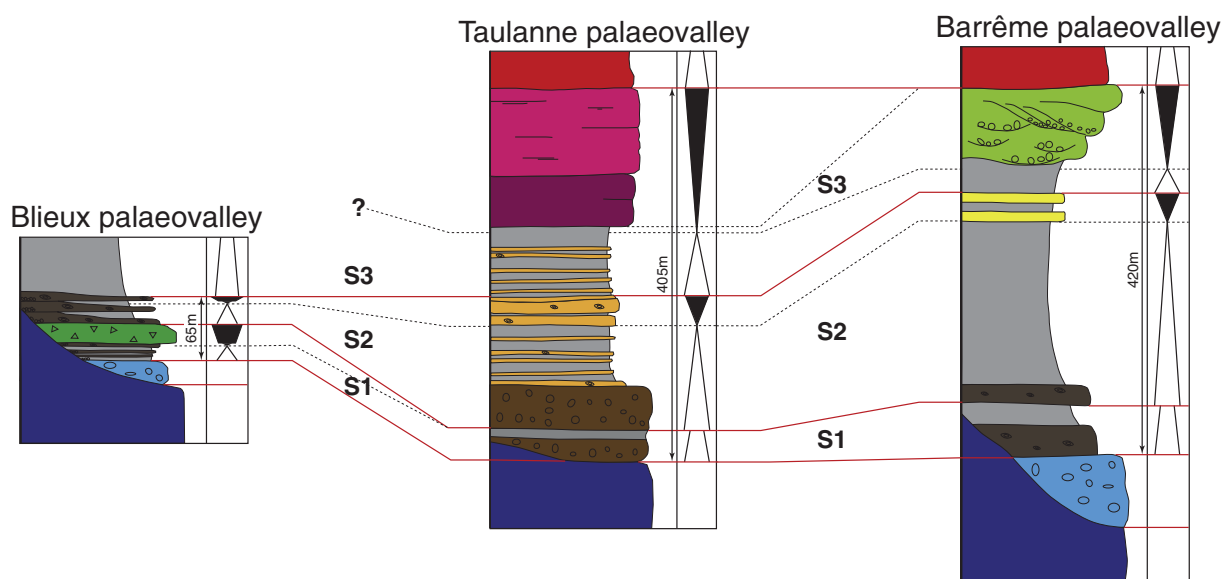


Fig. 17. Correlations of the three palaeovalley successions by the recognition of three common transgressive surfaces in the Nummulitic series (for lithological precisions see Fig. 4). Taulanne and Barrême exhibit the same transgressive/regressive trends. In Blieux, the sequential interpretation highlights local differences: (1) S1 displays a regressive trend that is not recorded in the other basins, and (2) only the base of the transgressive trend of S3 is recorded, either due to more recent erosion or to non-deposition.

syncline. The current orientations and the depositional geometries recorded in this terrigenous succession reflect a southward progradation of a depositional system during a forced regression that is represented by the regressive part of S3 in Barrême (Fig. 17). The southward progradation is in agreement with the contribution of alpine clasts (basalts, serpentinites, radiolarites and blueschists pebbles) coming from the north-east of the study area. The regressive part of S3 is represented in Taulanne by the Bistre Series and the Taulanne Limestone Formations (Figs. 13 and 17), which record the transition from marine to lacustrine and finally palustrine conditions. Accordingly, the southward depositional system of the top of the Nummulitic succession in Barrême can be extended to the extreme south of the studied area, where the last continental sediments filled a residual low topography in the Taulanne palaeovalley.

The erosional gap between the Nummulitic succession and the continental red beds highlights a period (of uncertain duration) without sedimentation (Fig. 3). Deposition of the Red Molasse Formation indicates that accommodation space was locally re-created for continental sedimentation (Fig. 17), suggesting a local tectonic control on the zone of deposition in the studied basin (Chauveau and Lemoine, 1961; Evans and Elliott, 1999; Ford et al., 2006).

The presence of basal continental conglomerates in the Barrême and Blieux synclines (Figs. 4 and 5) implies the existence of low topographies that were created before the Nummulitic transgression and forming a local drainage system. The sequential correlation of the marine succession suggests the existence of marine connections between the valleys during the transgression, but also during the southward forced regression in the Barrême–Taulanne sedimentary system that records a marine to continental transition. Moreover, the detrital influx from the internal and external Alps sedimented in the terminal marine filling of the Barrême syncline suggests that this palaeovalley was connected to a large regional drainage network that extended more than 100 km from the source area to the deposition site.

6. Discussion

6.1. The early formation of the valleys

This study evidences a local axial palaeovalley network which represents a part of a larger drainage that transferred sediment flux from the internal and external alpine units (basalts, serpentinites, radiolarites and blueschist pebbles) to the foreland basin. This external location of the main drainage (parallel to the mountain range) is typically associated to the early lithospheric flexure that created accommodation space for sediment supply from the orogen in the foreland basin (García-Castellanos, 2002). Moreover, it is established since de Lapparent (1938) and Goguel (1963) that the alpine foreland represents a fold and thrust belt. Between the Pennine and the Provençal thrusts (Fig. 1), the SAFB of France is constituted by a succession of piggy-back basins (Evans and Mange-Rajetzky, 1991). The Barrême, Blieux and Taulanne synclines represent three of these remnant basins in the Castellane arc (Fig. 1). The Nummulitic depositional geometries and environments studied in this work highlight a local palaeovalley network infilled by marine transgressive deposits (Fig. 15). According to Castellort and Simpson (2006a,b), the regional geometry of drainage networks as well as their local organization is formed during the early stages of network growth. In the Barrême sector, the formation and the geometry of these pre-existing topographies are related to different tectonic events. The first tectonic pulse recorded in the Castellane arc corresponds to the northward-directed “Pyrenean–Provençal” tectonic phase, from Late Cretaceous to Middle Eocene times (Lemoine, 1972; Siddans, 1979). This tectonic pulse caused an overall E–W axis folding in the southern part of the Castellane arc, represented in the study area by the Blieux and Taulanne palaeovalleys (Fig. 15). Associated with this northward compressional strength, a transverse tectonogenesis created a succession of N–S superficial folds as the Barrême basin (de Graciansky et al., 1982;

Fig. 15). The continental collision between European and Apulia–Africa plates in the Early Tertiary (Dewey et al., 1973; Rehault et al., 1985; Allen et al., 1991) led to the renewal of the strike-slip faults in a westward compressional strength orientation. This first stage of the Alpine history is recorded in the study area by the presence of the “Col du Défend” fault, directly located at the east of the Barrême syncline. This fault was interpreted by de Graciansky et al. (1982) as being the result of a westward or south-westward strike-slip tectonic displacement. Also NW–SE growth-fault structures in the basal conglomerates were recognized and interpreted by Lickorish and Ford (1998) as an early formation of the Alpine thrust front. Hence, the N–S orientation of the Barrême palaeovalley likely formed during the early stages of the foreland basin subsidence.

6.2. The effect of tectonics on the palaeovalley dynamics

Local depocenter migration and flow reversal are observed in the Tertiary series indicating tectonic activity during early sedimentation stages. In the Barrême syncline, the Palaeogene sediments are located along a north–south axis. The marine Nummulitic succession and the red beds are deposited at the west of the basal Argens conglomerates (Fig. 5A), suggesting a compression event between the alluvial sedimentation and the Nummulitic transgression that transfers the locus of deposition toward the west. This westward-directed movement is illustrated by the formation of the Clumanc anticline on the east flank of the Barrême basin during the Late Eocene–Early Oligocene time (Artoni and Meckel, 1998; Lickorish and Ford, 1998) that generated a syn-sedimentary subsidence to the west. The uplift of the eastern flank of the Barrême syncline where the Argens Conglomerates was deposited and the progressive lowering of the central part of the syncline may represent the initiation of the front thrust during the transition from the “Pyrenean–Provençal” to “Alpine” strength orientation. This transitional phase is followed by the first stages of the “Alpine” compression since the Early Oligocene (Dumont et al., 2011) that induced a general westward shortening of the foreland basin (shortening of 21.5 km; Lickorish and Ford, 1998) as well as the westward migration of the basin depocenters between the Eocene and the Pliocene (Evans and Elliott, 1999). Moreover, the Palaeogene sedimentation in the Barrême syncline records different current directions (Fig. 15). The Argens Conglomerates and the Ville Sandstones display a south to north palaeo-flow, whereas the terminal marine Nummulitic succession has a southward depositional dynamics. This inversion in the polarity of the palaeo-current direction can be related to the emplacement of the Embrun–Ubaye nappes and of the overthrust of the Penninic Front around 32–30 Myrs ago (Ford et al., 2006; Simon-Labric et al., 2009; Dumont et al., 2011). This early “Alpine” compression resulted in an uplift of the study area that was responsible for the change in the drainage source area (Maures–Esterel for the Ville Sandstones and Alpine domain for the terminal marine Nummulitic succession; Fig. 1) and the southward migration of the depocenter from the Clumanc Conglomerates to the Taulanne Limestones. Later on, another reversal of drainage direction is recognized between the northward flowing alluvial system of the Red Molasse and the Aquitanian Green Sandstones. These sandstones are rich in detritus coming from the Internal Alps (Evans and Mange-Rajetzky, 1991; Schwartz et al., 2012). Evans and Mange-Rajetzky (1991) interpreted this drainage reversal as resulting of the reactivation and uplift of the Embrun–Ubaye thrust sheets at about 28–27 Ma. Consequently, the record of the “Alpine” tectonics in the study area is essentially represented by modifications of the depositional dynamics and the partial change in the provenance of detritic sediments. However, despite the successive source inversions, this tectonic phase left the general geometry of the local palaeovalley network unchanged.

The multiple inversions of the polarity of the sedimentary systems in the Eocene to early Miocene of the Barrême region as well as continuous folding during deposition are evidenced by the numerous

angular discontinuities observed in the study area (Evans and Elliott, 1999; Callec, 2001). These inversions led to a continuous reworking of ancient sediments and caused a mixing of clasts and minerals with different provenances, as exemplified by the Clumanc conglomerates where north internal and external alpine clasts and minerals are associated with sediments having their origin in the south-east (Maures–Esterel Massif; Fig. 1) (de Graciansky et al., 1971; Evans and Mange-Rajetzky, 1991; Onézime et al., 1999; Morag et al., 2008; Schwartz et al., 2012).

6.3. Implications for the palaeovalley geometrical stability through time

Previous studies note the importance of the orientation of drainage networks compared to that of mountain belts, highlighting a greater stability through time of transverse drainage than parallel networks (Lawton et al., 1994; Vincent, 2001). In this regard, Horton and DeCelles (2001) demonstrated that stream power exceeding the uplift rate in a larger drainage network leads to a constant sediment flux from the orogenic front to the foreland basin, causing a propagation of the system toward the mountain belts and hence stabilizing its geometry. In opposition, the main cause of the instability of drainage network is tectonics by the settling of fault and fold structures (Burbank et al., 1996b). The growing structures induce drainage line reorganization through diversion, capture or reversal of river flows (Clark et al., 2004; Jones, 2004). Associated with active tectonics, Monegato and Vezzoli (2011) documented the effects of global climatic and eustatic events on post-Messinian drainage pattern evolution in the Italian southern-Alps. In that case, climatic and eustatic changes imply dynamic modifications as an increase in stream power, a variation of base level and thus an increase in erosion rates and sediment supply from the mountain belt.

Our sedimentological results show that the local palaeovalley network of Barrême, Blioux and Taulanne (Fig. 18) represents a part of a larger axial drainage (parallel to the thrust and fold axis) in the southern foreland basin. Moreover, the conglomerates and breccias intercalated in the Nummulitic limestones in the Barrême and Blioux palaeovalley successions highlight local influx of detritic sediments to the sea that correspond to present-day small rivers (Fig. 18), suggesting that these rivers were probably already active in the Priabonian. Taken together, these similarities in local terrigenous influx and general geography between the Eocene–Oligocene and the recent systems suggest a slow evolution of the local relief through time. This interpretation is in agreement with the comparison between the palaeovalley axes and the recent main rivers of the study area (Fig. 18) that evidences a geometrical stability of the local river pattern since the Eocene. In addition, our sedimentological data (Fig. 18) show that the erosion products sourced from regions away from the Barrême area (Alpine Chains in the north-east and Maures–Esterel Massif in the south-east; Fig. 1) were deposited through time in the same topographic lows. This stability of the palaeovalleys through time is most likely related to the basin dynamics. The general structure of the foreland basin indeed resulted from the inversion of Tethyan normal faults during “Alpine” compression (de Graciansky et al., 1989) and to Triassic evaporitic detachments (Siddans, 1979; Fry, 1989; Lickorish and Ford, 1998) that localized the deformation. Despite the progressive westward migration of the thrust front, the resulting remnant piggy-back basins located at the top of the thrust sheets (Figs. 1 and 2) most probably facilitated the preservation of the palaeovalley axis orientations and hence maintained the geometrical stability of the regional axial drainage network.

7. Conclusions

The cartographic, sedimentological and petrographic investigations in the SAFB of France (Fig. 1) evidence the spatial organization and the depositional dynamics of palaeovalleys (Fig. 15). Despite local facies variations, the correlations between the three depositional sequences of each palaeovalley (Fig. 17) indicate marine connections between the

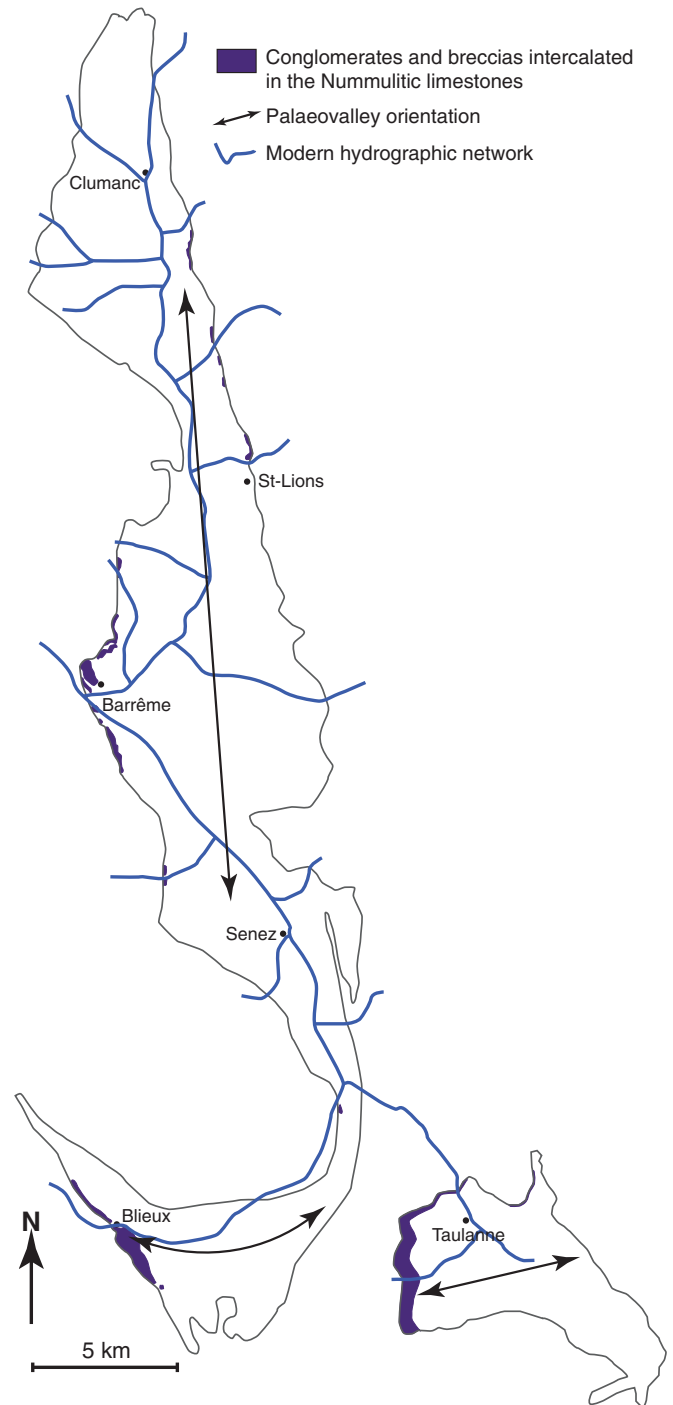


Fig. 18. Representation of the modern drainage pattern in the Barrême, Blioux and Taulanne valleys (from Kerckhove and Roux, 1976a, 1978a; Guillemot et al., 1981). The main modern rivers have similar orientations as the palaeovalley axes. The location of the terrigenous inputs in the Nummulitic limestones is in agreement with the modern river location.

Barrême, Blioux and Taulanne palaeovalleys and thus the filling of a structurally-old drainage system by the Nummulitic succession.

The tectonic formation of this local palaeo-drainage is the consequence of the northward “Pyrenean-Provençal” compression (Late Cretaceous to Early Eocene) just prior to the first stages of the foreland basin subsidence. The early tectonic structures remained active during the initiation of the westward “Alpine” compression as recorded by the Palaeogene sedimentation in Barrême by the westward migration

of the depocenter, a reversal of flows and provenances. However, compared to the modern drainage network (Fig. 18), our results demonstrate that palaeovalleys record a long-term geometrical stability (tens of millions years) despite their axial position relative to the thrust belt. This exceptional stability most likely relates to the peculiar geographical situation of the study area within the tectonically active fold and thrust belt. The location of the palaeovalleys in piggy-back basins at the top of the thrust sheets facilitated the preservation of the overall network geometry as it is the case for the Barrême area at the top of the Provençal thrust.

As in the Upper Eocene–Lower Oligocene succession of the Piedmont Tertiary Basin that records Alpine and North Apennine provenances (Di Giulio, 1991; Carrapa et al., 2003, 2004), the terminal marine Nummulitic succession of the Barrême basin is partially composed of the first alpine clast inputs in the SAFB of France. This detrital influx coming from the erosion of the internal and external alpine units suggests that the Barrême, Blieux and Taulanne palaeovalleys were connected to an Eocene–Oligocene regional river network that took its source some 100 km to the north-east. This drainage seems to be comparable in its size and location to the present-day largest river system of the Durance located at the west of the study area, in a continuity of the general westward migration of the thrust front.

Acknowledgments

The paper greatly benefited from the insightful reviews of Dr. N. Morag (Jerusalem) and Dr. J. Knight (Johannesburg). We gratefully acknowledge Dr. G. Suan (Lyon) for friendly improving the language and the organization of the article. This study was financially supported by the Agence Nationale de la Recherche, project no. ANR-08-BLAN-0303-01 “Erosion and Relief Development in the Western Alps.”

References

- Allen, P.A., Homewood, P.W., Williams, G.D., 1986. Foreland basins: an introduction. In: Allen, P.A., Homewood, P. (Eds.), *Foreland Basins: International Association of Sedimentologists Special Publications*, 8, pp. 3–12.
- Allen, P.A., Crampton, S.L., Sinclair, H.D., 1991. The inception and early evolution of the North Alpine foreland basin, Switzerland. *Basin Research* 3, 143–163.
- Artoni, A., Meckel, L.D., 1998. History and deformation rates of a thrust sheet top basin: the Barrême basin, western Alps, SE France. In: Mascle, A., Puidefàbregas, C., Luterbacher, H.P., Fernández, M. (Eds.), *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe: Geological Society of London Special Publications*, 134, pp. 213–237.
- Beaumont, C., 1981. Foreland basins. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 65, 291–329.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., Aubry, M.P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P., Hardenbol, J. (Eds.), *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation: Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Special Publication*, 54, pp. 129–212.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research* A64 (3), 450–489.
- Bodolle, J., 1971. Les Formations Nummulitiques de l'Arc de Castellane. Ph.D. Thesis, University of Nice, France.
- Bodolle, J., Campredon, R., 1968. Les formations à Microcodium dans les Alpes-maritimes franco-italiennes et les basses-alpes, leur importance paléogéographique. *Mémoire du Bureau de Recherche Géologique et Minière* 69, 409–415.
- Boussac, J., 1912. Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mémoire du Service Carte Géologique de la France*, Paris.
- Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozović, N., Reid, M.R., Duncan, C., 1996a. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalaya. *Nature* 379, 505–510.
- Burbank, D.W., Meigs, A., Brozović, N., 1996b. Interaction of growing folds and coeval depositional systems. *Basin Research* 8, 199–223.
- Callec, Y., 2001. La déformation synsédimentaire des bassins paléogènes de l'Arc de Castellane (Annot, Barrême, Saint-Antonin). Ph.D. Thesis, Ecole des Mines de Paris, France.
- Campredon, R., 1977. Les Formations Paléogènes des Alpes Maritimes franco-italiennes. *Mémoire Hors Série de la Société Géologique de France*, Paris.
- Carrapa, B., Wijbrans, J., Bertotti, G., 2003. Episodic exhumation in the Western Alps. *Geology* 31, 601–604.
- Carrapa, B., Di Giulio, A., Wijbrans, J., 2004. The early stages of the Alpine collision: an image derived from the upper Eocene–lower Oligocene record in the Alps –Apennines junction area. *Sedimentary Geology* 171, 181–203.
- Carretier, S., Lucazeau, F., 2005. How does alluvial sedimentation at range fronts modify erosional dynamics of mountain catchments? *Basin Research* 17, 361–381.
- Castellort, S., Simpson, G., 2006a. River spacing and drainage network growth in widening mountain ranges. *Basin Research* 18, 267–276.
- Castellort, S., Simpson, G., 2006b. Growing mountain ranges and quenched river networks. *Comptes Rendus Géoscience* 338, 1184–1193.
- Chauveau, J.C., Lemoine, M., 1961. Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême (moitié nord). *Bulletin du Service Carte Géologique de la France* 58, 147–178.
- Clark, M.K., Schoenbohm, L.M., Royden, L.H., Whipple, K.X., Burchfiel, B.C., Zhang, X., Tang, W., Wang, E., Chan, L., 2004. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. *Tectonics* 23, TC1006. <http://dx.doi.org/10.1029/2002TC001402>.
- Cordey, F., Tricart, P., Guillot, S., Schwartz, S., 2012. Dating the Tethyan ocean in the Western Alps with radiolarite pebbles from synorogenic Oligocene molasse basins (southeast France). *Swiss Journal of Geosciences* 105, 39–48.
- Coward, M., Dietrich, D., 1989. Alpine tectonics—an overview. In: Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G. (Eds.), *Alpine Tectonics: Geological Society of London Special Publication*, 45, pp. 1–29.
- Crampton, S.L., Allen, P.A., 1995. Recognition of flexural forebulge unconformities in the geologic record. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 79, 1495–1514.
- Dean, W.E., Fouch, T.D., 1983. Lacustrine Environment. In: Scholle, P.A., Bedout, D.G., Moore, C.H. (Eds.), *Carbonate Depositional Environments*, 33. American Association of Petroleum Geologists Memoire, Tulsa, Oklahoma, pp. 97–130.
- DeCelles, P.G., 1988. Lithologic provenance modelling applied to the Late Cretaceous synorogenic Echo Canyon Conglomerate, Utah: a case of multiple source areas. *Geology* 16, 1039–1043.
- DeCelles, P.G., Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin Research* 8, 105–123.
- de Graciansky, P.-C., Lemoine, M., Salot, P., 1971. Remarques sur la présence de minéraux et de paragenèses du métamorphisme alpin dans les galets des conglomérats oligocènes du synclinal de Barrême (Alpes de Haute-Provence). *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences de Paris* 272, 3243–3245.
- de Graciansky, P.-C., Durozoy, G., Gigot, P., 1982. Notice explicative de la feuille Digne à 1: 50000. Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.
- de Graciansky, P.-C., Dardeau, G., Lemoine, M., Tricart, P., 1989. The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion. In: Cooper, M.A., Williams, G.D. (Eds.), *Inversion Tectonics: Geological Society of London Special Publication*, 44, pp. 97–104.
- de Lapparent, A.F., 1938. Études géologiques dans les régions provençale et alpines entre le Var et la Durance. *Bulletin du Service Carte Géologique de la France* 198, 1–301.
- Dewey, F.D., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F., Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of American Bulletin* 84, 3137–3180.
- Dezès, P., Schmid, S.M., Ziegler, P.A., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics* 389, 1–33.
- Di Giulio, A., 1991. Detritismo della parte orientale del Bacino Terziario Piemontese durante l'Eocene–Oligocene: composizione delle Arenarie ed evoluzione tettonico-stratigrafica. *Atti Ticinesi di Scienze della Terra* 34, 21–41.
- Dumont, T., Simon-Labric, T., Authemayou, C., Heymes, T., 2011. Lateral termination of the north-directed Alpine orogeny and onset on westward escape in the Western arc: structural and sedimentary evidence from the external zone. *Tectonics* 30, TC5006. <http://dx.doi.org/10.1029/2010TC002836>.
- Esteban, M., Klappa, C.F., 1983. Subaerial exposure environment. In: Scholle, P.A., Bedout, D.G., Moore, C.H. (Eds.), *Carbonate Depositional Environments*, 33. American Association of Petroleum Geologists Memoire, Tulsa, Oklahoma, pp. 1–95.
- Evans, M.J., 1987. Tertiary sedimentology and thrust tectonics in the southwest Alpine foreland basin, Alpes-de-Haute-Provence, France. Ph.D. Thesis, University of Wales, England.
- Evans, M.J., Elliott, T., 1999. Evolution of a thrust-sheet-top basin: the Tertiary Barrême basin, Alpes-de-Haute-Provence, France. *Geological Society of American Bulletin* 111 (11), 1617–1643.
- Evans, M.J., Mange-Rajetzky, M.A., 1991. The provenance of sediments in the Barrême thrust-top basin, Haute-Provence, France. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies: Geological Society of London Special Publication*, 57, pp. 323–342.
- Evans, M.J., Elliott, T., Apps, G.M., Mange-Rajetzky, M.A., 2004. The Tertiary Grès de Ville de la Barrême Basin: feather edge equivalent of the Grès d'Annot. In: Joseph, P., Lomas, S.A. (Eds.), *Geological Society of London Special Publication*, 221, pp. 97–110.
- Ford, M., Lickorish, W.H., Kuszniir, N.J., 1999. Tertiary foreland sedimentation in the Southern Subalpine Chains, SE France: a geodynamic appraisal. *Basin Research* 11, 315–336.
- Ford, M., Duchêne, S., Gasquet, D., Vanderhaeghe, O., 2006. Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. *Journal of the Geological Society* 163, 815–826.
- Freytet, P., 1984. Les sédiments lacustres carbonatés et leurs transformations par érosion et pédogenèse. Importance de leur identification pour les reconstitutions paléogéographiques. *Bulletin Centres de Recherche et Exploration-Production Elf-Aquitaine* 8, 223–247.
- Freytet, P., Verrecchia, E.P., 2002. Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *Journal of Paleolimnology* 27, 221–237.
- Friend, P.F., Jones, N.E., Vincent, S.J., 1999. Drainage evolution in active mountain belts: extrapolation backwards from present-day Himalayan river patterns. In: Smith, N.D., Rogers, J. (Eds.), *Fluvial Sedimentology IV: International Association of Sedimentologists Special Publication*, 28, pp. 305–313.

- Fry, N., 1989. Southwestward thrusting and tectonics of the western Alps. In: Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G. (Eds.), *Alpine Tectonics: Geological Society of London Special Publication*, 45, pp. 83–109.
- García-Castellanos, D., 2002. Interplay between lithospheric flexure and river transport in foreland basins. *Basin Research* 14, 89–104.
- Goguel, J., 1963. L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. *Bulletin de la Société Géologique de France* 5, 20–33.
- Gubler, Y., 1958. Étude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le tertiaire des Alpes françaises du sud: formations détritiques de Barrême, flysch Grès d'Annot. *Eclogae Geologicae Helveticae* 51 (3), 942–977.
- Guillemot, J., Courtillot, V., Dagbert, M., Chermette, J.C., Fougeirol, D., de Naurois, G., Tallon, J.P., Renard, A., Bouchard, J.P., Lessi, J., Pierre, C., Goguel, J., Lemoine, M., Ganeval, J., Gigot, P., de Graciansky, P.-C., 1981. Carte géologique de la France au 1/50000, feuille 944, Digne. Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.
- Gupta, S., 1997. Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin. *Geology* 25, 11–14.
- Gupta, S., Allen, P.A., 1999. Fossil shore platforms and drowned gravel beaches: evidence for high-frequency sea-level fluctuations in the distal Alpine foreland basin. *Journal of Sedimentary Research* 69 (2), 394–413.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.-C., Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins: Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Special Publication*, 60, pp. 3–14.
- Horton, B.K., DeCelles, P.G., 2001. Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. *Basin Research* 13, 43–63.
- Inden, R.F., Moore, C.H., 1983. Beach environment. In: Scholle, P.A., Bedout, D.G., Moore, C.H. (Eds.), *Carbonate Depositional Environments*, 33. American Association of Petroleum Geologists Memoire, Tulsa, Oklahoma, pp. 211–265.
- Jones, S., 2004. Tectonic controls on drainage evolution and development of terminal alluvial fans, southern Pyrenees, Spain. *Terra Nova* 16, 121–127.
- Kabanov, P., Anadón, P., Krubelin, W.E., 2008. Microcodium: an extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation. *Sedimentary Geology* 205, 79–99.
- Kerckhove, C., Roux, M., 1976a. Carte géologique de la France au 1/50000, feuille 971, Castellane. Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.
- Kerckhove, C., Roux, M., 1976b. Notice explicative de la feuille Castellane à 1/50000. Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.
- Kerckhove, C., Roux, M., 1978a. Carte géologique de la France au 1/50000, feuille 970, Moustier-Sainte-Marie. Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.
- Kerckhove, C., Roux, M., 1978b. Notice explicative de la feuille Moustier-Sainte-Marie à 1/50000. Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.
- Lawton, T.F., Boyer, S.E., Schmitt, J.G., 1994. Influence of inherited taper on structural variability and conglomerate distribution, Cordilleran fold and thrust belt, western United States. *Geology* 22, 339–342.
- Lemoine, M., 1972. Rythme et modalités des plissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. *Geologischen Rundschau* 61, 975–1010.
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., de Graciansky, P.-C., Rudkiewicz, J.-L., Megard-Galli, J., Tricart, P., 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine Petroleum Geology* 3, 179–199.
- Lickorish, W.H., Ford, M., 1998. Sequential restoration of the external Alpine Digne thrust system, SE France, constrained by kinematic data and synorogenic sediments. In: Mascle, A., Puidefàbregas, C., Luterbacher, H.P., Fernández, M. (Eds.), *Geological Society of London Special Publication*, 134. *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*, pp. 189–211.
- Massari, F., Parea, G.C., 1988. Progradational gravel beach sequences in a moderate- to high-energy, microtidal marine environment. *Sedimentology* 35, 881–913.
- McCubbin, D.G., 1982. Barrier-island and strand-plain facies. In: Scholle, P.A., Spearing, D. (Eds.), *Sandstone Depositional Environments*, 31. American Association of Petroleum Geologists Memoire, pp. 247–279.
- Meyer, R., 1984. Fixation de la silice dans les environnements continentaux. *Bulletin Centres de Recherche et Exploration-Production Elf-Aquitaine* 8, 195–207.
- Monegato, G., Vezzoli, G., 2011. Post-Messinian drainage changes triggered by tectonic and climatic events (eastern Southern Alps, Italy). *Sedimentary Geology* 239, 188–198.
- Morag, N., Avigad, D., Harlavan, Y., McWilliams, M.O., Michard, A., 2008. Rapid exhumation and mountain building in the Western Alps: petrology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of detritus from Tertiary basins of southeastern France. *Tectonics* 27, TC2004. <http://dx.doi.org/10.1029/2007TC002142>.
- Onézime, J., Faure, M., Crévola, G., 1999. Etude pétro-structurale du complexe granitique Rouet–Plan-de-la-Tour (massif des Maures et Tanneron occidental, Var). *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences de Paris* 328, 773–779.
- Pairis, J.L., Gidon, M., Fabre, P., Lami, A., 1986. Signification et importance de la structuration nummulitique dans les chaînes subalpines méridionales. *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences de Paris* 303, 87–92.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P., Tesson, M., 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 76, 1687–1709.
- Rehault, J.P., Boillot, G., Mauffret, A., 1985. The western Mediterranean Basin. In: Stanley, D.J., Wesel, C.F. (Eds.), *Geological evolution of the Mediterranean Basin*. Springer-Verlag, New-York, pp. 101–129.
- Ridgway, K.D., DeCelles, P.G., 1993. Stream-dominated alluvial fan and lacustrine depositional system in Cenozoic strike-slip basins, Denali fault system, Yukon Territory, Canada. *Sedimentology* 40, 645–666.
- Schlunegger, F., Hinderer, M., 2003. Pleistocene/Holocene climate change, re-establishment of fluvial drainage network and increase in relief in the Swiss Alps. *Terra Nova* 15, 88–95.
- Schwartz, S., Guillot, S., Tricart, P., Bernet, M., Jourdan, S., Dumont, T., Montagnac, G., 2012. Source tracing of detrital serpentinite in the Oligocene molasse deposits from the western Alps (Barrême basin): implications for relief formation in the internal zone. *Geological Magazine*. <http://dx.doi.org/10.1017/S0016756811001105>.
- Siddans, A.W.B., 1979. Arcuate fold and thrust pattern in the subalpine chains of south-east France. *Journal of Structural Geology* 1 (2), 117–126.
- Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Authemayou, C., Corsini, M., Formani, M., 2009. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31–34 Ma). *Terra Nova* 21, 127–136.
- Sinclair, H.D., 1997. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: an Alpine perspective. *Geological Society of American Bulletin* 109 (3), 324–346.
- Sinclair, H.D., Sayer, Z.R., Tucker, M.E., 1998. Carbonate sedimentation during early foreland basin subsidence: the Eocene succession of the French Alps. In: Wright, V.P., Burchette, T.P. (Eds.), *Carbonate Ramps: Geological Society of London Special Publication*, 149, pp. 205–227.
- Sissingh, W., 2001. Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland: correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. *Tectonophysics* 333, 361–400.
- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2000. Landscape response to tectonic forcing: digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of American Bulletin* 112 (8), 1250–1263.
- Tucker, G.E., Slingerland, R., 1997. Drainage basin responses to climate change. *Water Resources Research* 33, 2031–2047.
- van der Beek, P., Champel, B., Mugnier, J.-L., 2002. Control of detachment dip on drainage development in regions of active fault-propagation folding. *Geology* 30, 471–474.
- Varrone, D., Clari, P., 2003. Stratigraphic and paleoenvironmental evolution of the Microcodium Formation and the Nummulitic Limestones in the Franch-Italian Maritime Alps. *Geobios* 36, 775–786.
- Vincent, S.J., 2001. The Sis palaeovalley: a record of proximal fluvial sedimentation and drainage basin development in response to Pyrenean mountain building. *Sedimentology* 48, 1235–1276.
- Vincent, S.J., Elliott, T., 1997. Long-lived transfer-zone palaeovalleys in mountain belts: an example from the Tertiary of Spanish Pyrenees. *Journal of Sedimentary Research* 67 (2), 303–310.

3.2. Analyse des faciès et environnements de dépôt des Calcaires de Taulanne dans le bassin d'avant-pays sud alpin (Oligocène, SE de la France)

Résumé étendu

Les sédiments carbonatés continentaux et leur pédogénèse représentent des archives importantes et diversifiées pour les reconstitutions paléo-environnementales et paléoclimatiques en contexte continental (Platt et Wright, 1992 ; Dunagan et Turner, 2004 ; Alonso-Zarza et Tanner, 2006). L'analyse de ces dépôts particuliers fournit des données paléogéographiques et structurales permettant le plus souvent d'éclaircir la dynamique de dépôt des bassins (Alonso-Zarza et Calvo, 2000 ; Blomeier et al., 2003 ; Huerta et Armenteros, 2005).

Le contexte de dépôt de la succession cénozoïque ainsi que la dynamique sédimentaire des séries nummulitique et molassique basale dans les paléo-vallées de Barrême, Blieux et Taulanne sont désormais contraints (voir section 3.1). Dans ce cadre, cette section illustre les interprétations faites à partir de l'étude d'un cas particulier : les calcaires lacustres de Taulanne. Ces carbonates continentaux, déposés uniquement dans le synclinal de Taulanne (localisation Figure 2-7), n'ont fait l'objet que de descriptions assez vagues et sont attribués à la transition Rupélien-Chattien (28 Ma ; Boussac, 1912 ; Bodelle, 1971 ; Kerkhove et Roux, 1978). Les travaux déjà effectués au cours de cette thèse et présentés dans la section précédente montrent que le bassin de Taulanne est connecté au système terrigène Nummulitique terminal de Barrême (Conglomérats de Clumanc, Conglomérats de St-Lions et Grès de Senez), formant un système de dépôt progradant vers le sud au cours de la régression de la Mer Nummulitique (Figure 3-3 ; Grosjean et al., 2012). Cette régression forcée est reliée à une surrection régionale due à la mise en place de la nappe Embrun-Ubaye et à l'activation du Front Pennique à environ 32-30 Ma (localisation Figure 2-7 ; Ford et al., 2006 ; Simon-Labric et al., 2009 ; Dumont et al., 2011).

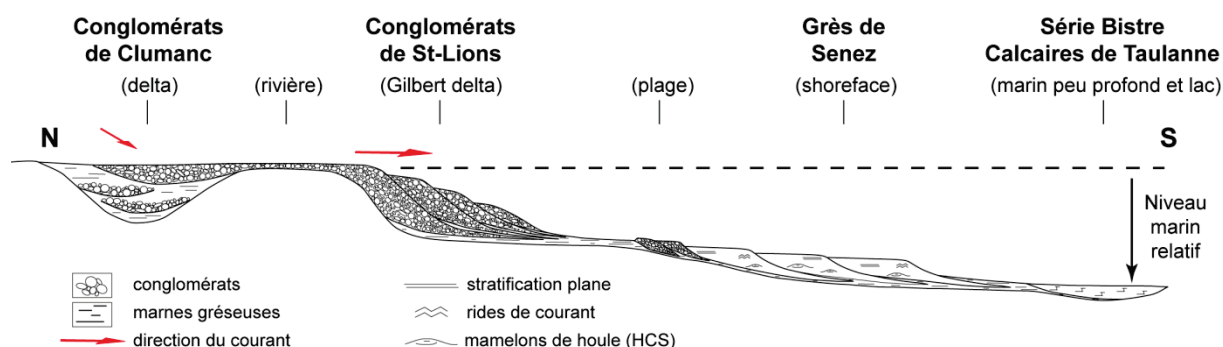


Figure 3-3. Corrélation effectuée entre les différentes formations qui constituent le toit de la série marine nummulitique dans les bassins de Barrême et Taulanne. Les différents environnements de dépôts sont connectés en un système de dépôt progradant vers le sud au cours de la régression forcée de la Mer Nummulitique.

Le but de ce travail est de contraindre les impacts climatiques et tectoniques sur cette succession sédimentaire particulière. Une description précise et rigoureuse des faciès et microfaciès, ainsi que leur organisation dans l'espace et le temps, permet de décrypter ces phénomènes liés à leur formation et leur transformation. Les interprétations paléo-environnementales et paléogéographiques permettent alors de restaurer la dynamique de dépôt du lac. Les sédiments enregistrent les variations du niveau de l'eau reflétant des conditions climatiques plus ou moins humides ou arides. A l'échelle du bassin, la diversité des environnements de dépôt et leur agencement dans l'espace soulignent l'activité tectonique locale et régionale sur les variations d'espace d'accommodation en contexte de formation de chaîne de montagnes.

L'analyse des Calcaires de Taulanne a permis l'identification de neuf faciès marins, lacustres et palustres dont la diversité caractérise des dépôts carbonatés de lac éphémère et isolé. La mosaïque de dépôts lacustres et palustres préserve des transitions abruptes de faciès (du marin côtier au paléosol par exemple) dues aux variations du niveau du lac à haute fréquence. L'organisation latérale et verticale des différents faciès reflète la paléogéographie du lac de Taulanne où les sédiments palustres de rivage dominant dans la partie nord du synclinal (ravin de Sant Peire), alors qu'en son centre sont enregistrés préférentiellement des dépôts typiquement lacustres (ravin des Prés) (Figure 3-4). Ces reconstitutions suggèrent un impact climatique à haute fréquence, caractérisé par des périodes humides favorisant les dépôts lacustres et par des périodes plus arides (ou à plus forte saisonnalité) à l'origine des niveaux du lac les plus bas.

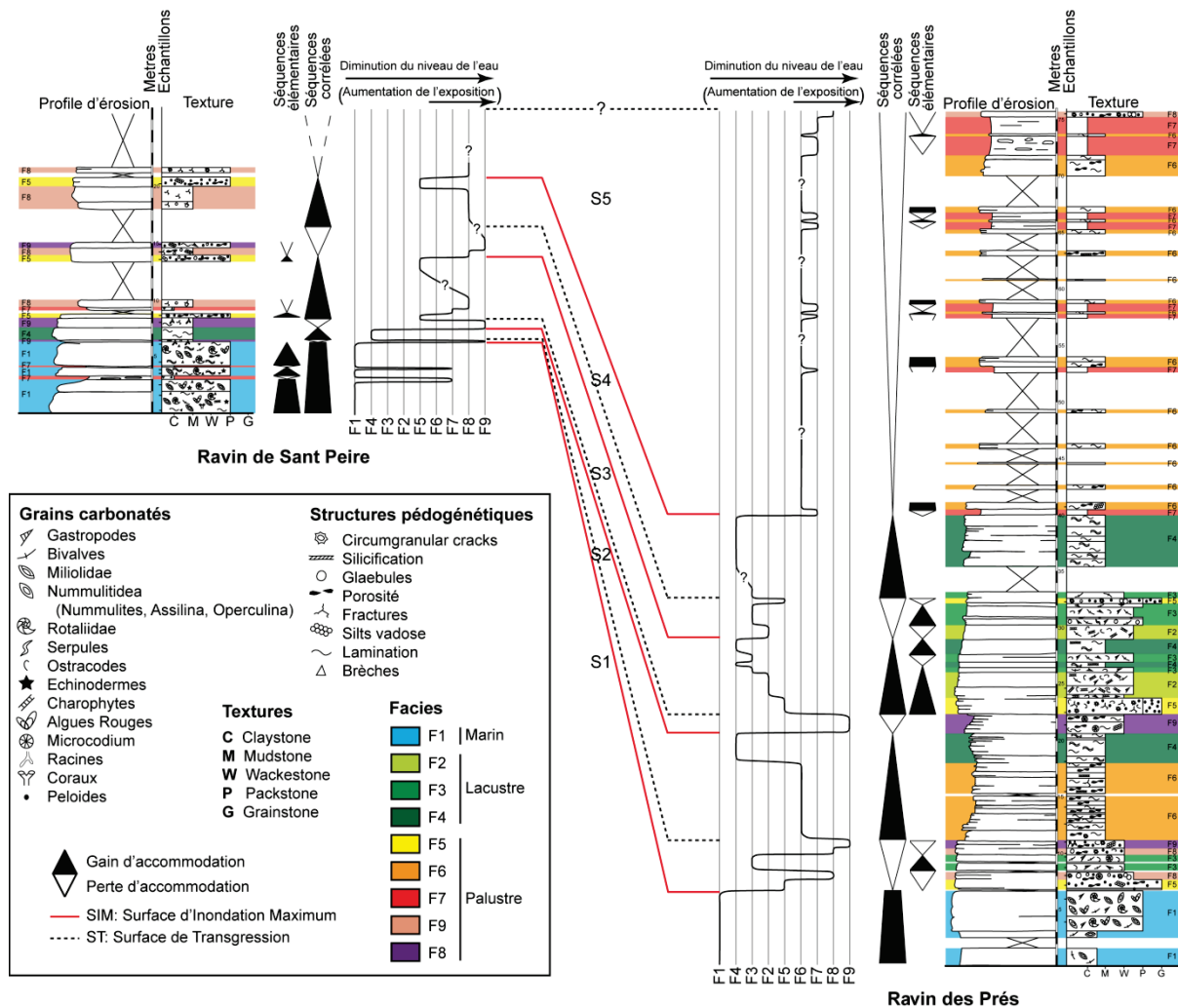


Figure 3-4. Schéma représentant la répartition verticale des différents faciès des Calcaires de Taulanne dans la coupe du ravin des Prés et dans la coupe du ravin de Sant Peire. Ces faciès sont interprétés en variations du niveau de l'eau du lac permettant de discriminer cinq séquences de dépôt. Les surfaces d'inondation maximum ainsi que les surfaces de transgression de chacune des séquences peuvent être corrélées.

La distribution spatio-temporelle de ces faciès enregistre cinq séquences de dépôt (cycles régression/transgression) limitées par des surfaces d'inondation maximum (Figure 3-4). La corrélation de ces séquences entre les deux coupes étudiées (ravin de Sant Peire et ravin des Prés) montre la même tendance de diminution d'espace d'accommodation, ceci malgré les variations latérales de faciès et d'épaisseur. Dans le cadre de la régression enregistrée au toit de la série nummulitique, cette diminution d'espace disponible pour les sédiments est en accord avec la tendance générale enregistrée par la transition marin-continental à la base des Calcaires de Taulanne et par l'évolution graduelle d'environnements lacustres vers une dominance palustre.

La distribution latérale de faciès marginaux vers des faciès de lac plus profond du nord vers le sud suggère une subsidence différentielle locale à l'échelle du synclinal créant plus d'espace d'accommodation pour la sédimentation carbonatée au centre du lac (secteur sud, ravin des Prés). Cette subsidence locale a, par la suite, été contrebalancée au cours de l'exhumation des Alpes internes qui induit la régression forcée de la Mer Nummulitique (Figure 3-3) et le développement des faciès palustres au toit des Calcaires de Taulanne.

Le paroxysme de la fermeture tectonique du bassin est enregistré par un hiatus (absence de dépôt ou érosion) à la limite entre les Calcaires de Taulanne et la base des premières molasses (Molasse Rouge). Cette phase est enregistrée sur l'ensemble du bassin d'avant-pays du SE et représente ce qui est décrit comme étant la transition flysch-molasse (Sinclair et Allen, 1992 ; Ford et al, 1999 ; Ford et Lickorish, 2004). Cependant, ces dépôts molassiques semblent souligner une nouvelle phase tectonique régionale créant cette fois-ci suffisamment d'espace d'accommodation pour une sédimentation continentale dans le bassin du SE de la France.

Références

- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., 2000. Palustrine sedimentation in an episodically subsiding basin: the Miocene of the northern Teruel Graben (Spain). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 160, 1-21.
- Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds), 2006. *Paleoenvironmental Record and Application of Calcretes and Palustrine Carbonates*. Geological Society of America Special Paper 416, 239 pp.
- Blomeier, D., Wisshak, M., Dallmann, W., Volohonsky, E., Freiwald, A., 2003. Facies analysis of the old red sandstone of Spitsbergen (Wood Bay Formation): reconstruction of the depositional environments and implications of basin development. *Facies* 49, 151-174.
- Bodolle, J., 1971. *Les Formations Nummulitiques de l'Arc de Castellane*. Thèse de l'Université de Nice, France, 582 pp.
- Boussac, J., 1912. *Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin*. Mémoire du Service de la Carte Géologique de la France, 662 pp.
- Dumont, T., Simon-Labric, T., Authemayou, C., Heymes, T., 2011. Lateral termination of the north-directed Alpine orogeny and onset of westward escape in the Western Alpine arc:

- Structural and sedimentary evidence from the external zone. *Tectonics* 30, doi: 10.1029/2010TC002836.
- Dunagan, S.P., Turner, C.E., 2004. Regional paleohydrologic and palaeoclimatic settings of wetland/lacustrine depositional systems in the Morrison Formation (Upper Jurassic), Western Interior, USA. *Sedimentary Geology* 167, 269-296.
- Ford, M., Lickorish, W.H., 2004. Foreland basin evolution around the western Alpine Arc. *Geological Society of London Special Publication* 221, 39-63.
- Ford, M., Lickorish, W.H., Kusznir, N.J., 1999. Tertiary foreland sedimentation in the Southern Subalpine Chains, SE France: a geodynamic appraisal. *Basin Research* 11, 315-336.
- Ford, M., Duchêne, S., Gasquet, D., Vanderhaeghe, O., 2006. Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. *Journal of the Geological Society* 163, 815-826.
- Grosjean, A.-S., Pittet, B., Ferry, S., Mahéo, G., Gardien, V., 2012. Reconstruction of Tertiary palaeovalleys in the South Alpine Foreland Basin of France (Eocene-Oligocene of the Catellane arc). *Sedimentary Geology* 275-276, 1-21.
- Huerta, P., Armenteros, I., 2005. Calcrete and palustrine assemblages on a distal alluvial-floodplain: a response to local subsidence (Miocene of the Duero basin, Spain). *Sedimentary Geology* 177, 253-270.
- Kerkhove, C., Roux, M., 1978. Notice explicative de la feuille de Moustier-Sainte-Marie à 1/50000. Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, 28 pp.
- Platt, N.H., Wright, V.P., 1992. Palustrine carbonates and the Florida Everglades: toward an exposure index for the fresh-water environment? *Journal of Sedimentary Petrology* 62, 1058-1071.
- Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Heymes, T., Authemayou, M., Corsini, M., Fornari, M., 2009. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31-34 Ma). *Terra Nova* 21, 127-136.
- Sinclair, H.D., Allen, P.A., 1992. Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin. *Basin Research* 4, 215-232.

Facies analysis and depositional environments of the Taulanne Limestone Formation in the South Alpine Foreland Basin (Oligocene, southeastern of France)

Anne-Sabine Grosjean · Bernard Pittet

Received: 29 June 2012 / Accepted: 16 November 2012
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2012

Abstract The Taulanne Limestone Formation of the Castellane region (South Alpine Foreland Basin of France) represents an Oligocene lake depositional system developed above the marine Nummulitic succession. A sedimentological analysis of the Taulanne limestone allows the identification of nine marine, lacustrine, and palustrine facies. The spatial and temporal distribution of these facies records five depositional sequences that are correlated between the Sant Peire section (edge of the lake) and the Prés section (central lake). Water-level variations highlight the high-frequency balance between drying and wetting periods under fluctuating climatic conditions. Lacustrine facies developed during more humid periods while palustrine facies correspond to more arid conditions and longer lake shoreline exposure. At the basin scale, the lateral changes in accommodation space are attributed to differential subsidence between the Prés and the Sant Peire sections, which permitted the deposition of a thicker succession in the central part of the lake (Prés section). The Taulanne limestone records a marine to continental transition. The progressive filling of the basin is related to the regional tectonic activity, namely the emplacement of the Embrun-Ubaye nappes to the northeast of the study area at about 30–32 Ma. This final regressive trend represents the transition between the underfilled flysch stage (marine Nummulitic succession) of a foreland-basin cycle to the overfilled stage (alluvial Red Molasse deposits) during the primary exhumation of the Internal Alps.

Keywords Lacustrine–palustrine carbonates · Facies · Accommodation changes · Alpine Foreland Basin · Nummulitic regression

Introduction

Carbonates in continental settings and their pedogenic evolution are related to a wide variety of biological, physical, and chemical conditions (Wright and Tucker 1991; Pentecost 2005; Alonso-Zarza 2003; Alonso-Zarza and Tanner 2010). The interpretation of lacustrine, palustrine, and calcrete deposits requires rigorous facies description and an understanding of their genesis. Overviews of these terrestrial carbonates include Wright and Tucker (1991), Freytet and Verrecchia (2002), Alonso-Zarza (2003), Flügel (2004), and Alonso-Zarza and Tanner (2010) providing data for the identification and interpretation of these deposits. Recent sedimentological and geochemical studies provide a significant compilation of ancient continental facies (Alonso-Zarza and Tanner 2006; Djamili et al. 2006; MacNeil and Jones 2006), in various paleoclimatic conditions (Platt and Wright 1992; Dunagan and Turner 2004) and in the context of the paleogeographical and structural evolution of depositional basins (Alonso-Zarza and Calvo 2000; Blomeier et al. 2003; Huerta and Armenteros 2005).

The Taulanne Limestone Formation has only been described from the Taulanne syncline, near to the well-studied Barrême Basin (Fig. 1; Evans and Mange-Rajetzky 1991; Artoni and Meckel 1998; Evans and Elliott 1999; Callec 2001; Schwartz et al. 2012). The particular location of this sedimentary succession in the external part of the South Alpine Foreland Basin of France (Fig. 1) potentially gives insight into lake-level fluctuations and the impact of

A.-S. Grosjean (✉) · B. Pittet
UMR CNRS 5276 Laboratoire de Géologie de Lyon, Université
Lyon1/ENS Lyon, Campus de la Doua, 2 rue Raphaël Dubois,
69622 Villeurbanne Cedex, France
e-mail: annesabine.grosjean@gmail.com

climatic changes on carbonate sedimentation during the active tectonic period of the formation of the Alpine Chain. The few studies dedicated to the Taulanne limestone indicate that the succession was deposited in a lacustrine environment that followed an earlier phase of marine deposition (Boussac 1912; Bodelle 1971). However, these studies have a relatively modest stratigraphic resolution, so that details about temporal and spatial trends in environmental conditions and depositional dynamics in the Taulanne Basin during the Oligocene remain poorly constrained.

Using (micro-) facies descriptions and their vertical and lateral distribution, this study aims to reconstruct the paleoenvironmental organization and the paleogeography of the Taulanne Limestone Formation. The variations in accommodation space recorded by the different environments of the carbonate succession allow a restoration of the sequential dynamics of the Taulanne Lake. The sedimentological characteristics of the Lower Oligocene Taulanne Limestone Formation (Fig. 2) reflect the climatic conditions under which the carbonate succession was formed, as well as the dynamics of a tectonically active region. On a larger scale, the stratigraphical location of the Taulanne limestone records the transition from the open-basin stage of the marine Nummulitic succession to the continental molasse deposits (Fig. 2) during the Nummulitic foreland basin tectonic cycle.

Early Cenozoic (Dewey et al. 1973; Rehault et al. 1985; Allen et al. 1986, 1991). This led to the formation of piggy-back basins located at the top of the thrust sheets (Dewey et al. 1973; Siddans 1979; Lemoine et al. 1986;

Age Ma	Standard Chronostratigraphy		Stratigraphic Nomenclature of the Taulanne Basin	Stratigraphic Nomenclature of the Barrême Basin
	Epoch	Stage		
30	Oligocene	Chatthian	Red Molasse	Red Molasse
			erosional gap (uncertain duration)	erosional gap (uncertain duration)
		Rupelian	Taulanne Limestone	C.C.S.L.C. S.S.
			Bistre Series	Upper Blue Marl Ville Sandstone
35	Eocene	Priabonian	Castellane Sandstone and Blue Marl	Lower Blue Marl
			Basal Conglomerate	Nummulitic Limestone
		Bartonian	stratigraphic gap	stratigraphic gap Argens Conglomerate

Geological and stratigraphic settings

The Eocene–Oligocene alpine foreland basin in France was formed as a flexural response to the continental collision between the European and Apulia–Africa plates in the

Fig. 2 Chronostratigraphy of the Eocene–Oligocene formations recorded in the Taulanne and Barrême Basins. The Taulanne limestone is dated as Upper Rupelian to Lower Chattian by Bodelle (1971) and Kerckhove and Roux (1978). Biostratigraphic data for the Barrême Basin are from Bodelle (1971), Kerckhove and Roux (1978), de Graciansky et al. (1982) and Callec (2001). C.C. Clumanc Conglomerate, S.L.C. St-Lions Conglomerate, S.S. Senez Sandstone

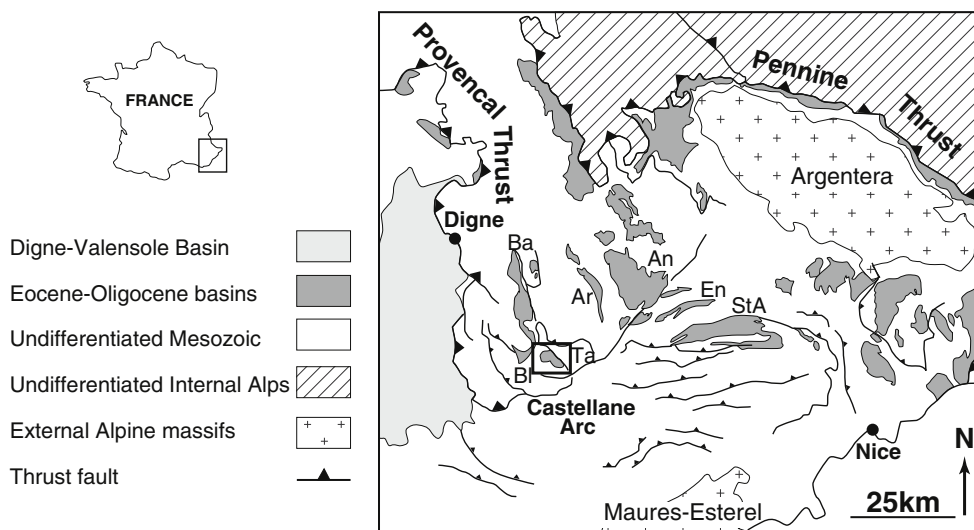


Fig. 1 Location of the Taulanne syncline (squared) in the Castellane Arc. Ta Taulanne Basin, Bl Blieux Basin, Ba Barrême Basin, Ar Argens Basin, An Annot Basin, Ent Entrevaux Basin, StA Saint-Antonin Basin

de Graciansky et al. 1989; Evans and Mange-Rajetzky 1991). In this context, the Tertiary Taulanne Basin is a small (3 km²) marine to continental basin that developed in a mainly NE–SW-oriented Cretaceous fold (Grosjean et al. 2012) at the hinge of the Castellane Arc, in the external part of the South Alpine Foreland Basin of France (Fig. 1). It is one of several piggy-back basins (such as the Barrême and Blieux Basins) located at the top of the Provençal thrust sheet, bounded to the northeast by the Pennine Thrust and to the southwest by the Provençal Thrust (Fig. 1).

The Taulanne Basin is an asymmetric paleotopographic depression with a gently dipping northern edge and a relatively steep southern edge, progressively filled by Tertiary sediments (Fig. 3; Grosjean et al. 2012). Within the Taulanne paleovalley, the Eocene–Oligocene succession comprises marine sediments (Basal Conglomerate, Castellane Sandstone and Blue Marl) deposited during the Eocene Nummulitic transgression (Bodelle 1971; Lemoine 1972; Campredon 1977; Pairis et al. 1986), the Bistre Series, the Taulanne Limestone Formation and finally the Chattian alluvial deposits of the Red Molasse (Figs. 2, 3).

The chronostratigraphical data of the Tertiary succession of the Taulanne Basin are vague. Nevertheless, some large-scale stratigraphical correlations can be established using general sedimentation patterns in the area. As a result of the geographical proximity of the Barrême and Taulanne Basins (Fig. 1), it can be reasonably assumed that the base of the Nummulitic transgression is mostly synchronous in both areas. In addition, the similar vertical evolution of lithologies of the marine Taulanne and Nummulitic Barrême successions indicate that the top of the Blue Marl Formation can be considered as broadly synchronous in the two basins (Fig. 2). The Taulanne limestone is assigned to the Late Rupelian–Early Chattian transition (Fig. 2; Bodelle 1971; Kerckhove and Roux 1978). This formation records the overall regression of the Nummulitic Sea, and its marine-dominated base is followed by continental carbonates described as being deposited in a lacustrine depositional environment (Boussac 1912; Bodelle 1971; Kerckhove and Roux 1978). According to Grosjean et al. (2012), the Taulanne Basin is connected to the southward prograding terrigenous system of the Barrême Basin (Clumanc Conglomerate, St-Lions Conglomerate, Senez Sandstone; Figs. 2, 4) whereas the Bistre Series and Taulanne Limestone Formation record the final stage of a forced regression. This forced regression is related to the regional tectonic uplift induced by the emplacement of the Embrun-Ubaye nappes and the overthrust of the Pennine Front at around 30–32 Ma (Ford et al. 2006; Simon-Labric et al. 2009; Dumont et al. 2011). Included in the regressive terrigenous system of the Barrême Basin, the Taulanne sedimentary system represents the flysch-molasse

transition from the last marine Nummulitic sediments to the alluvial Red Molasse deposits. The unconformity between the Taulanne Limestone Formation and the Red Molasse implies a period (of uncertain duration) without sedimentation (Fig. 2). The recovery of sedimentation in the Taulanne Basin is recorded by the deposition of red floodplain clay that overlies the Taulanne limestone with no angular unconformity.

Sections and methods

In this study, the two most complete sections of the Taulanne Limestone Formation were logged and sampled. These are the Sant Peire section located in the northern part of the syncline and the Prés section in its central part (Fig. 5). They are 76 and 22 m thick, respectively (Fig. 3). As a result of the small size of the Taulanne syncline and the proximity of the two sections (about 1 km apart, Fig. 5), the base of the Taulanne limestone is assumed to be synchronous. It conformably overlies the sandy limestone of the Bistre Series (Figs. 2, 3). The latter limestone occurs in massive m-scale units that have a yellowish patina. In both sections, the Bistre Series consists of bioturbated lithoclastic packstone to grainstone poor in bioclasts (*Miliolidae*, *Rotaliidae*, bivalves).

The general texture and clast composition of the Taulanne limestone were analyzed in the field. Thirty-three samples were collected and described in thin-sections in order to characterize their microfacies. A relative abundance index (from rare to abundant) adapted from Pittet and Strasser (1998) has been attributed to lithoclasts, bioclasts, and encrusters. Data from the Vît section (for location see Fig. 5; Bodelle 1971; Gaillard et al. submitted) are used to provide additional constraints for environmental interpretations.

Facies analysis

The facies analysis of the Eocene–Oligocene Taulanne Limestone Formation is based on field observations of lithology, bedding, sedimentary texture and structure, as well as its fossil content. In addition to the field data, grain composition, texture, and structure analyzed in the thin-sections allow the identification of nine facies, which are illustrated in Figs. 6, 7, and 8.

Facies 1 (bio- and lithoclastic limestone)

F1 occurs in the first 6.5 m in the two sections (Fig. 9a, b) and occurs as massive beds more than 1 m thick. In

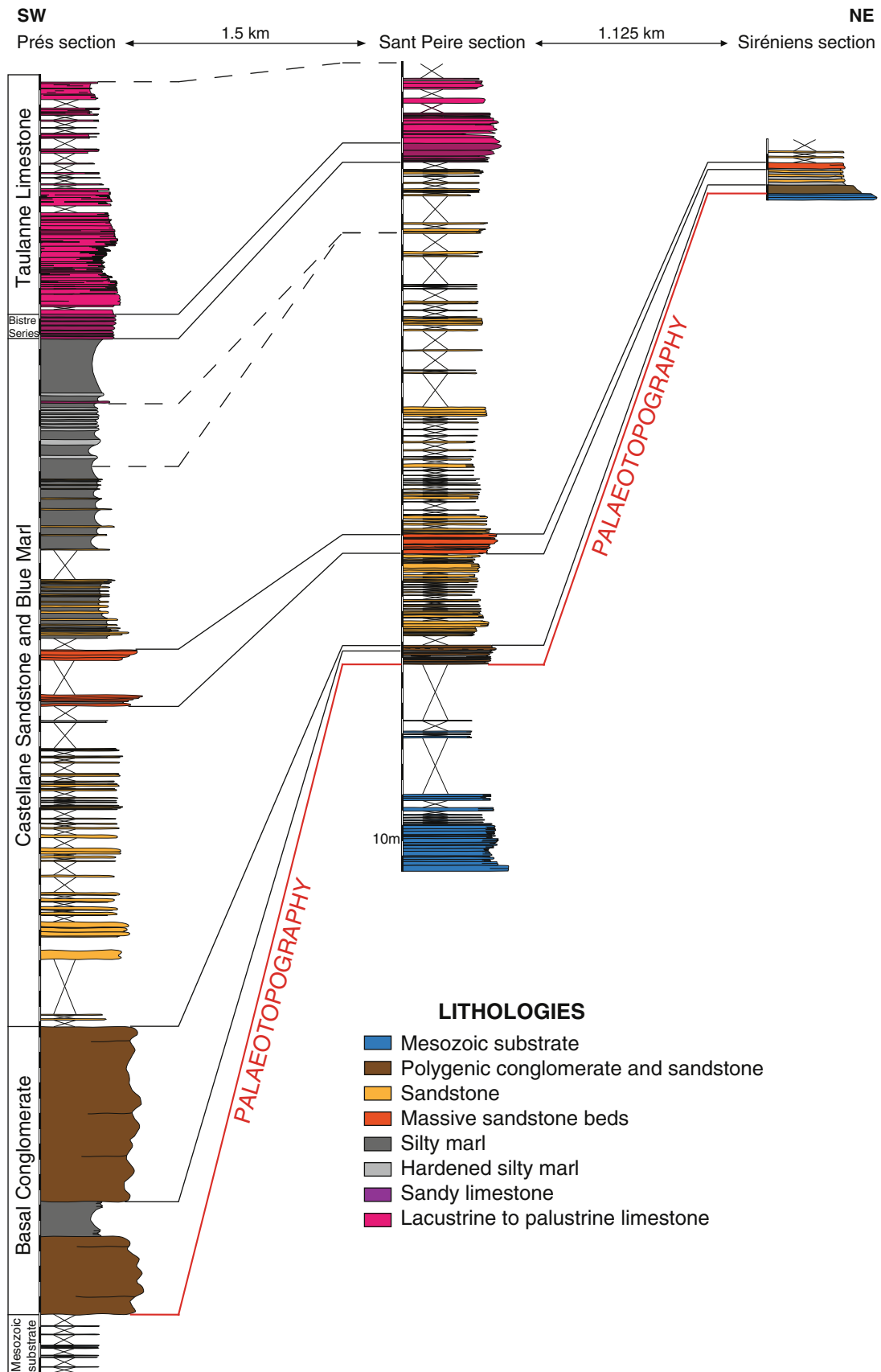


Fig. 3 Lithostratigraphic correlations of the Tertiary deposits between the Sirenian, the Sant Peire, and the Prés sections (modified from Grosjean et al. 2012, see Fig. 5 for location). A progressive thickness decrease of each unit towards the northeast points to the filling of an asymmetrical topography pre-existing the deposition of the marine and continental Eocene–Oligocene succession of the Taulanne Basin

the Sant Peire section, the carbonate sediments of F1 are bio- and lithoclastic packstone, characterized by the dominance of benthic foraminifera (*Nummulitidae*, *Miliolidae*, *Rotaliidae*) commonly associated with red

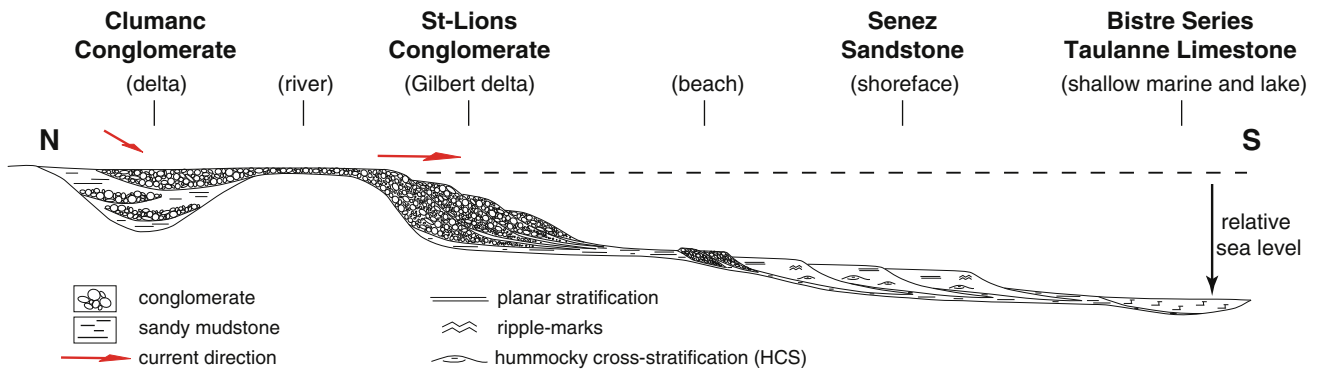


Fig. 4 Diagram summarizing the correlations between the different formations that constituted the top of the Nummulitic succession in Barrême (Clumanc Conglomerate, the St-Lions Conglomerate and the Senez Sandstone) and Taulanne Basins (Bistre Series and the

Taulanne limestone). Different environments are connected in a southward depositional system that prograded to the south during a forced regression (modified from Grosjean et al. 2012)

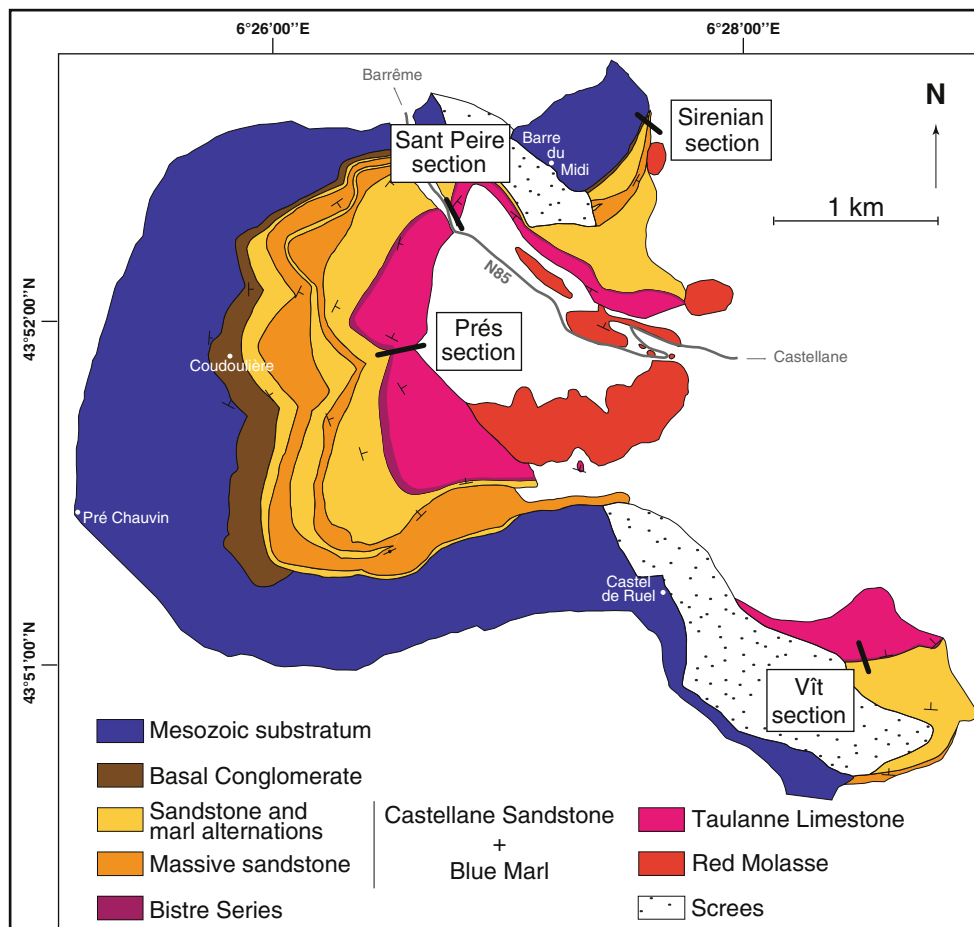


Fig. 5 Geological map of the Taulanne syncline and location of the Sant Peire, the Prés, the Vît and the Sirenian sections (modified from Grosjean et al. 2012)

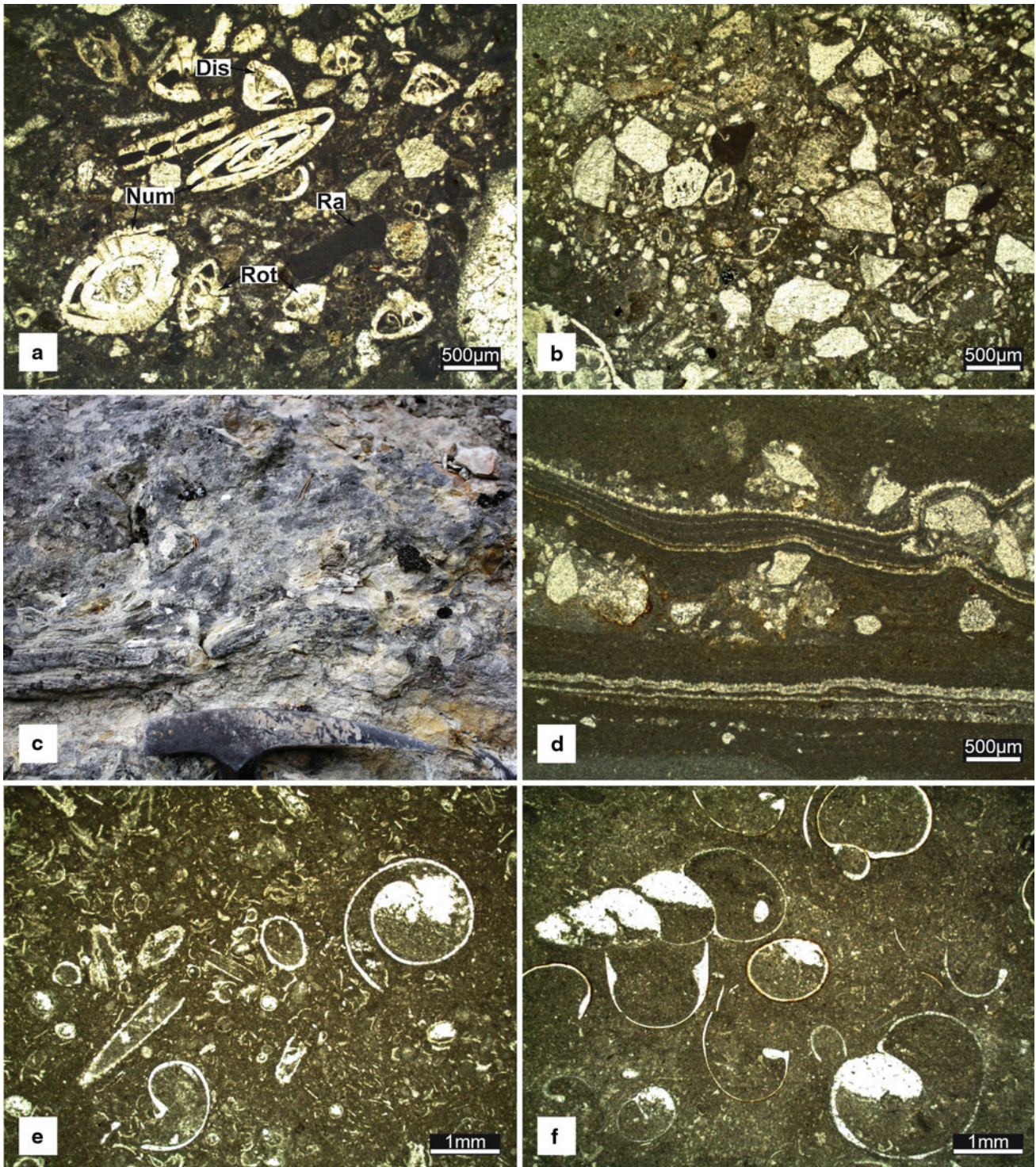


Fig. 6 **a** F1, benthic foraminifera packstone with a low proportion of lithoclasts. *Num* Nummulitidae, *Rot* Rotaliidae, *Dis* Disorbidae, *Ra* Red algae **b** F1, benthic foraminifera packstone with a high proportion of lithoclasts. **c** F1, horizontally elongated cavity filled by wavy lamination. **d** Close-up of **c**, F1, calcite microclasts

integrated in the micrite/microsparite alternations. **e** F2, charophyte wackestone rich in ostracods and gastropods. **f** F3 gastropod wackestone, rich in bivalves and ostracods. Note geopetal mud fills of the gastropod shells (picture orientation respects the stratigraphy)

algae (Fig. 6a). Mollusc, echinoderm, and bryozoan clasts are also common. Rare *Globigerinidea* are recognized in these sediments. The lithoclasts (quartz with

an angular shape, well-rounded carbonate and sandstone, and glauconite) are poorly sorted (from μm to cm size). Their proportion varies from the base (5–15 %,

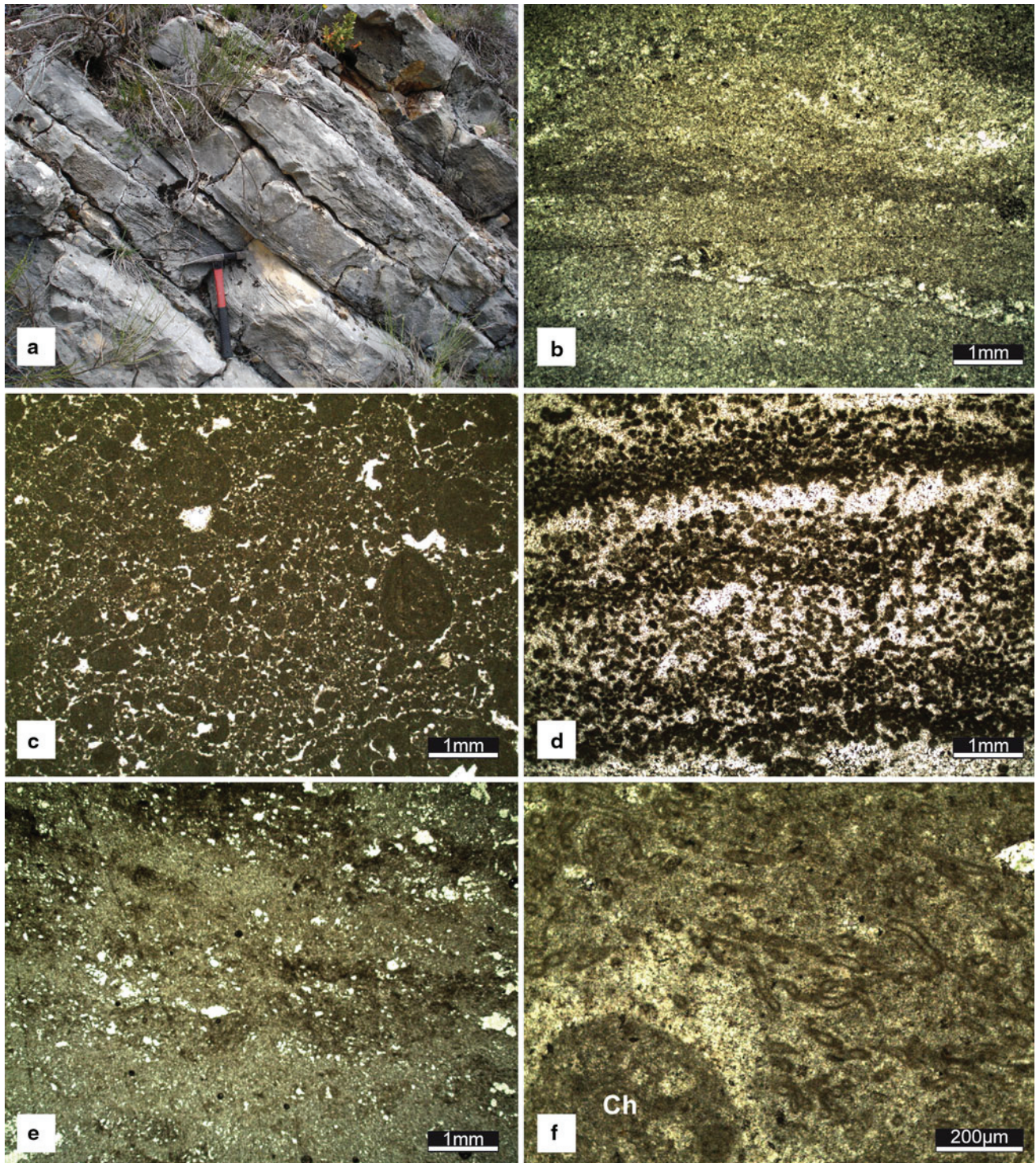


Fig. 7 **a** F4, vertical succession of decameter-thick carbonate beds forming meter-thick units. **b** Close-up of **a**, F4, micropeloidal micrite/microsparite alternations that constitute the lamination. **c** F5, micropeloids of various size (0.1–1 mm) cemented by microsparite. **d** F5, millimetric laminations formed by micropeloids of homogeneous size

(0.2 mm). **e** F6, micrite/microsparite alternations forming laminae. Note the high spar-filled porosity. **f** F6, calcified filaments with a coating of micrite. *Ch* charophytes (picture orientation respects the stratigraphy)

Fig. 6a) to the top of the sections (25–40 %, Fig. 6b). At the top and base of the beds, millimetric to centimetric horizontally elongated cavities are filled by

laminated mudstone and wavy lamination (Fig. 6c). The lamination consists of micrite/microsparite crystal alternations where angular and poorly sorted calcite

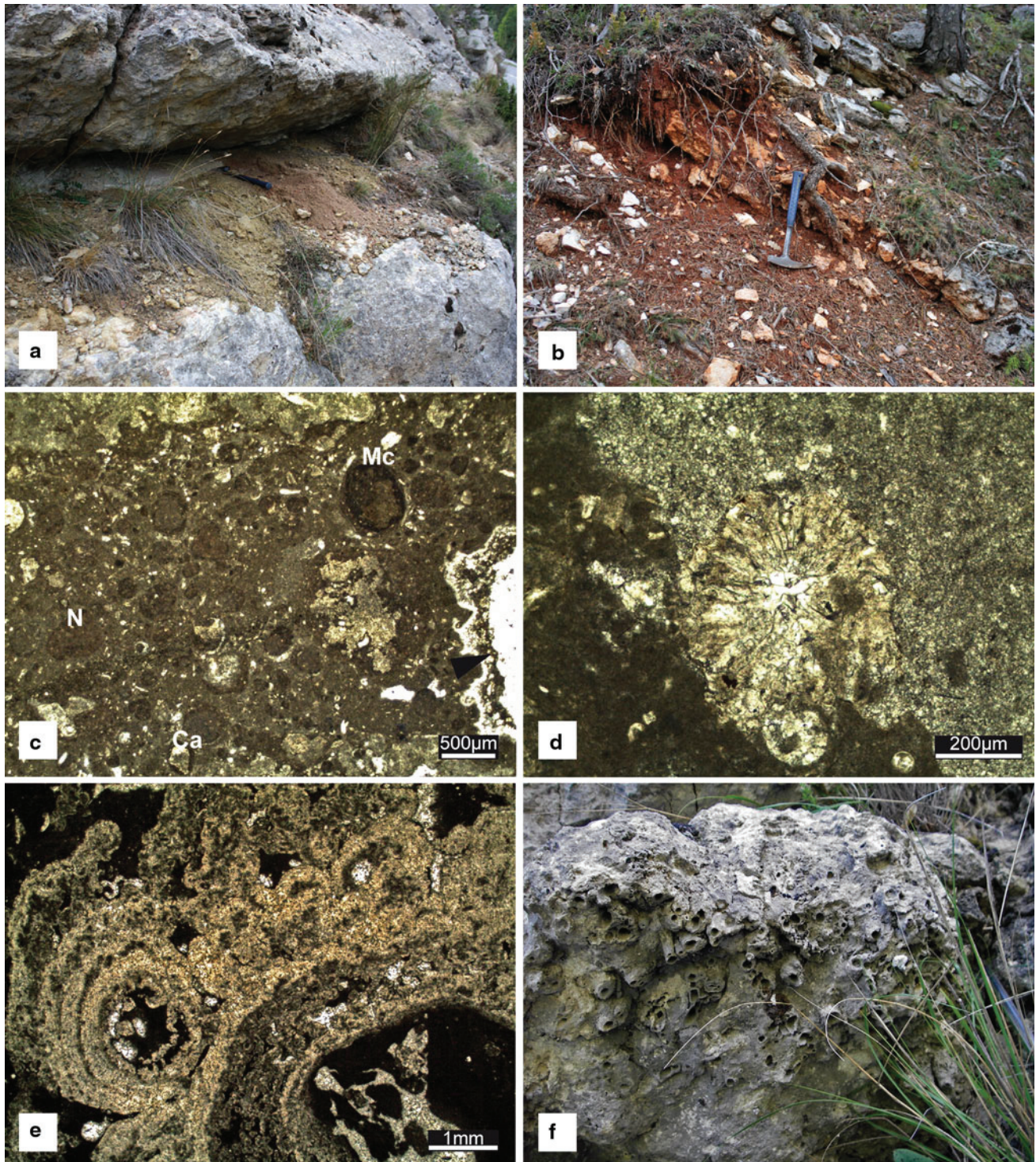


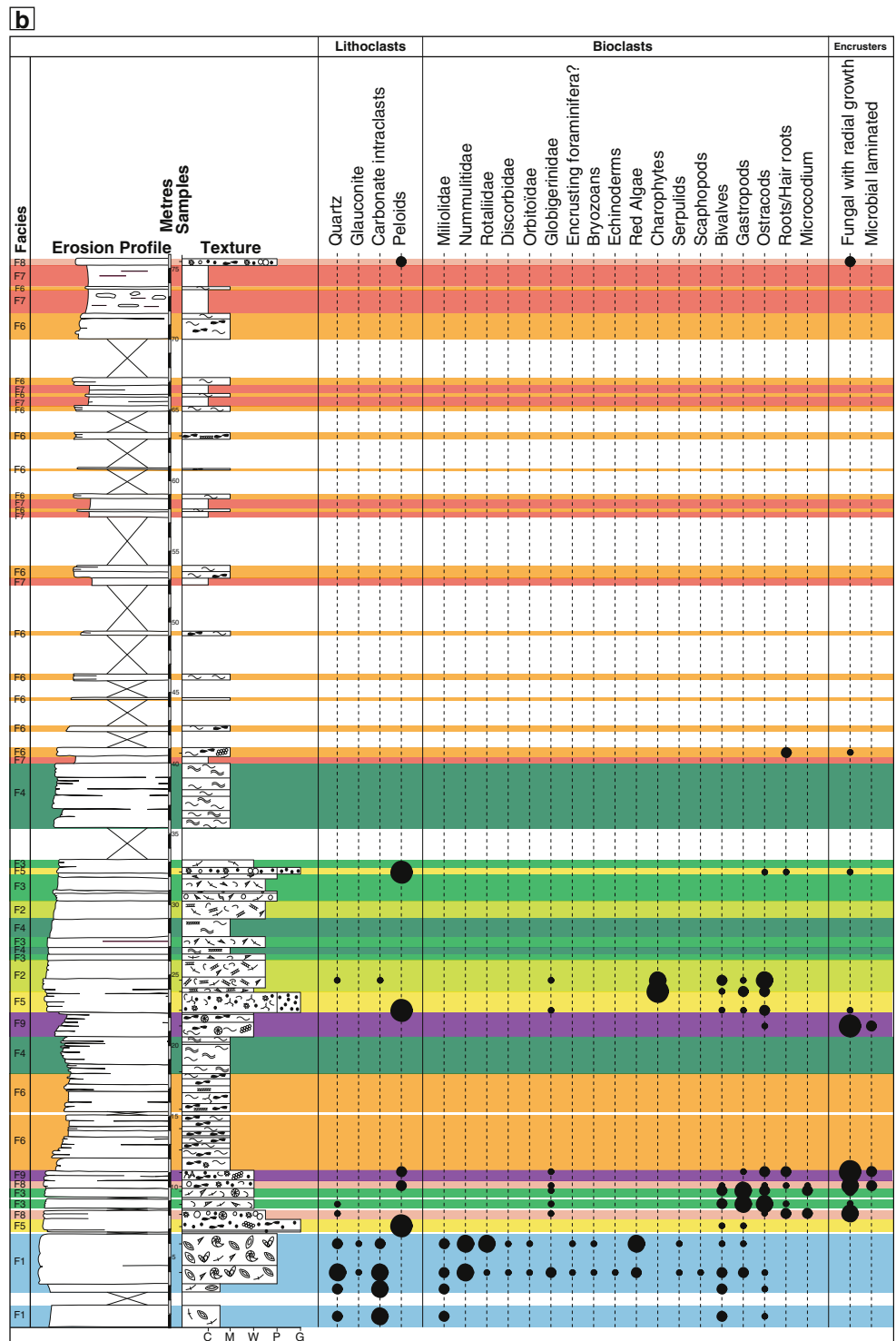
Fig. 8 **a** F7, red clay intercalated in F1 in the Sant Peire section **b** F7, lenses of F6 re-worked and interbedded in red clay in the Prés section **c** F8, inhomogeneous texture constituted by nodules (N), micritic (Mc) and calcitic (Ca) grains coated by micrite. *Black arrow* spar-filled crack. **d** F8, *Microcodium* structure. **e** F9, perpendicular growth

of fibrous calcite around cavities filled by micrite and microsparite **f** F9, base of horizon composed of centimeter-large and decimeter-long vertical cavities interpreted as encrusted roots (picture orientation respects the stratigraphy)

microclasts are integrated (Fig. 6d). In the Prés section, the base of F1 consists of clayey-silty sediment rich in bioclasts (*Miliolidae*, bivalves, wood), whereas the top

has the same bioclastic facies that is recorded in the base of the Sant Peire section but with a lower proportion of lithoclasts.

Fig. 9 continued



Interpretation

The bioclastic association characterizes a shallow-marine environment (Hottinger 1997; Beavington-Penney and Racey 2004). The presence of marine planktonic foraminifera (*Globigerinidea*) may result from local re-working of the underlying series as they commonly occur in the

Blue Marl (Bodelle 1971). The increasing lithoclast content from the base to the top of the sections reflects an increasing clast input associated with wave-reworking close to the shoreline. The clayey-silty facies of the Prés section is a transitional facies between the sandy limestone of the Bistre Series and the Taulanne limestone that is not observed in the Sant Peire section where the transition

between these two units is sharp. The cavities at the base and top of the marine carbonates in the Sant Peire section are interpreted as being pseudo-microkarst (sensu Freydet and Plaziat 1982). The wavy lamination that filled the cavities point to microorganism activity such as fungi or bacteria (Knox 1977; Alonso-Zarza et al. 1992; Alonso-Zarza 2003) binding and coating the microclasts.

Facies 2 (charophyte limestone)

This wackestone is characterized by the abundance of charophytes and ostracods (*Cytheridea*) identified by Bodelle (1971) in the equivalent beds of the Vît section (Fig. 5) that are commonly associated with gastropods (*Nystia duchasteli*; Boussac 1912). The charophyte clasts are entirely constituted by internode fragments (Fig. 6e). The micritic matrix locally displays nodules and spar-filled microcracks associated to *Microcodium* structures.

Interpretation

Charophytes are generally freshwater plants but can locally be found in brackish or saline environments (Sim et al. 2006; Soulié-Märsche 2008). These plants are common in a water depth of less than 10 m (Cohen and Thouin 1987; García 1994; Soulié-Märsche et al. 2008). Charophytes are here associated with freshwater gastropods (*Nystia duchasteli*; Boussac 1912) and ostracods (probably *Cytheridea*), commonly described from shallow-marine to brackish environments (Bodelle 1971; Bodergat et al. 1999; Janz and Vennemann 2005). This bio-association seems to indicate a mainly brackish lake or a shallow-marine environment with waters of lower salinity than for the deposition of F1.

Facies 3 (gastropod limestone)

This bioclastic wackestone is dominated by the association of gastropods (*Nystia duchasteli*; Boussac 1912) and ostracods, assigned to *Cytheridea* (Bodelle 1971) (Fig. 6f), whereas charophytes and fragments of bivalve shells represent only 5–10 % of the bioclasts. No trace fossils were recognized.

Interpretation

The F3 bioclastic assemblage (gastropods, ostracods, bivalves) reflects a low-energy environment, slightly deeper than the environment where the charophytes proliferated. The bivalve fragments were not identified; however, the dominance of freshwater *Nystia duchasteli* (Boussac 1912) suggests low water salinity and thus a fresh- to slightly brackish domain for the deposition of F3, such as the shoreline of the lake.

Facies 4 (massive and laminated limestone)

Thick units of decimeter-scale beds record F4. This massive mudstone consists almost entirely of micrite and microsparite. This facies locally displays irregular and discontinuous lamination (Fig. 7a) formed by the alternation of millimetric dark and light laminae (Fig. 7b). The dark laminae are constituted of micropeloidal-clotted micrite and the light laminae are dominated by microsparite. A very low terrigenous content (quartz grains, less than 2 %) is recorded in F4 and no bioclasts or burrows have been observed.

Interpretation

The fine-grained size of this facies suggests a low-energy depositional environment. According to Freydet and Verrecchia (2002), the laminated aspect of these mainly homogenous mudstones can be due to the compaction of peloids, whereas the microsparite crystals might result from early phreatic cementation. The very low input of quartz grains underlines a low hydrologic regime. The absence of bioclasts and microfossils may point to anoxic conditions in the deeper part of the lake in response to the absence of circulation in the water column (Hakala 2004). This phenomenon precludes faunal development and bioturbation, and thus allows the preservation of the lamination in meromictic lakes (Anderson et al. 1985). The recrystallization of shells and of the light micrite could be an alternative explanation for the absence of fossils in F4 (Freydet and Verrecchia 2002), but would not account for the absence of bioturbation in this facies.

Facies 5 (peloidal limestone)

This facies has a peloidal packstone/grainstone texture and is observed in beds that rarely exceed 1 m thick. F5 is interbedded either between F7, F8, and F9 in the Sant Peire section (Fig. 9a) or between F2 and F3 in the Prés section (Fig. 9b). It is composed of micropeloids (0.1–0.2 to 1 mm size), cemented by microsparitic to sparitic crystals (Fig. 7c). Locally, this clotted fabric is organized into a millimetric lamination (Fig. 7d). Spar-filled microcracks and circumgranular cracks are common as well as coated grains (peloids, bioclasts, and lithoclasts) and nodules. Only *Globigerinidae* and ostracods, as well as bivalve and gastropod clasts, are present but in low proportions (less than 5 %).

Interpretation

Peloidal limestones are common in palustrine and peritidal environments (Alonso-Zarza and Wright 2010). The local

millimetric lamination might result from local reworking that induced a grain sorting in a marginal lake setting. Microcracks and circumgranular cracks reflect desiccation during subaerial exposure forming rounded soil grains and nodules (Alonso-Zarza 2003; Platt 1989; Platt and Wright 1992), such as the “glaebules” (sensu Brewer 1964) that result from pedogenesis. According to Alonso-Zarza et al. (1992), the coatings around grains reveal the arrangement of fungal filaments within micrite crystals. Microbial activity, through the laminated arrangement of micropeloids, might be the origin of the clotted micrite. The rare presence of bioclasts suggests a partial preservation of the initial lacustrine fabric of this facies before subaerial exposure and pedogenic modification of the primary fabric (Freytet 1984; Platt 1989; Freytet and Verrecchia 2002).

Facies 6 (chalky limestone)

This facies is absent in the Sant Peire section whereas it is common in the Prés section (Fig. 9b). It composes decimeter-thick, dense and porous beds amalgamated in metric units. Alternations of chalky layers (centimeter-scale) and micrite/microsparite laminae present a high primary porosity, most commonly spar-filled (Fig. 7e). Calcified filaments (50–500 μm , each with a coating of micrite) are recognized and are locally associated with charophytes (Fig. 7f). Silicification locally precludes the observation of the original fabric of the deposits.

Interpretation

The porous and chalky fabric of F6 is well described in modern and ancient tufa deposits (Evans 1999; Pedley 2009). Plants are common in tufa (Pedley et al. 2003; Arenas et al. 2007) and provide a substratum for carbonate precipitation, thus giving the porous fabric of these carbonates after their death and decay (Pedley et al. 2003). The calcified filaments in F6 are interpreted as being calcified root hairs. These calcareous deposits of F6 are in agreement with the concept of tufa defined by Ford and Pedley (1996), which indicates freshwater produced limestones formed under a cool-water regime that contain micro- and macrophytes, invertebrates, and bacteria.

Facies 7 (red clay and brecciated limestone)

Decameter- to meter-scale units of red clay (Fig. 8a) locally containing lenses and layers of brecciated limestone are interbedded at the base of the Sant Peire section (Fig. 9a). In the first case, the lenses of breccia are composed of re-worked clasts of bioclastic packstone of F1, whereas in the second case, the brecciated layers consist of peloidal packstone clasts with rare ostracods and

gastropods belonging to F2. In the Prés section, the red clay is only found at the top of the section (Fig. 9b), interbedded within F6 that is locally re-worked and thus forms lenses of chalky carbonate included in the red clay (Fig. 8b).

Interpretation

Red clays are commonly found in floodplains and ponds (Alonso-Zarza and Calvo 2000; Bustillo and Alonso-Zarza 2007). Brecciated limestone results from subaerial exposure and desiccation (Alonso-Zarza 2003) here of F1 and F2 limestones in the Sant Peire section, and F6 limestone in the Prés section. The integration of lenses and layers of breccia is likely due to the formation of paleosoils during alternating phases of drying and flooding of the areas bordering the lake (Freytet and Plaziat 1982; Alonso-Zarza and Wright 2010).

Facies 8 (nodular and cracked limestone)

This facies consists of mudstone and packstone in beds 50 cm to 1 m thick. It displays abundant spar-filled microcracks and circumgranular cracks separating globular (concentric or not) micritic and calcitic grains (10–500 μm in size) that commonly have a micritic coating (Fig. 8c). *Microcodium* structures are also common in this facies (Fig. 8d); no bioclasts have been recognized.

Interpretation

The abundance of cracks, nodules, and coated grains suggests longer periods of exposure than for F6. From their microstructure, the deposits of F8 have the characteristics of “alpha calcretes” as defined by Wright (1990), which were interpreted as non-biogenic carbonates. However, the common presence of *Microcodium*, likely formed as a result of bacterial and/or fungal mediation (Singh et al. 2007; Kabanov et al. 2008), suggests a certain amount of biological activity within the surrounding soil.

Facies 9 (encrusted limestone)

F9 is characterized by centimeter- to decimeter-scale beds enriched in different types of encrusting organisms. Associated with *Microcodium* structures, two major types of encrustation are recognized: (1) Millimeter-sized patches with fibrous calcite crystals growing perpendicular to the substrate (Fig. 8e). These asymmetrical coatings are most commonly recognized around mm- to cm-large and cm- to dm-long vertical cavities (Fig. 8f) partially filled by micrite, peloids, and spar cement. (2) Dense and discontinuous micritic laminae forming μm -thick layers are interbedded with microsparite and sparite crystals. These

alternations of micritic and micro(-) sparitic laminae constitute millimeter-thick crusts surrounding nodules or bioclasts. The lamination is similar to that filling the cavities in F1 (Fig. 6d).

Interpretation

Despite having different morphologies, the encrustations of F9 are interpreted as having the same microbiological origin. They are related to fungal and/or bacterial activity that locally encrusted roots or litho- and bioclasts. These biogenic features play a dominant role in the formation of laminar calcretes (Knox 1977; Verrecchia and Verrecchia 1994; Wright et al. 1995; Alonso-Zarza 1999). Encrustations are common in the various palustrine facies of the Taulanne limestone. Their abundance in facies type F9 is a common feature of "beta calcretes" (Wright 1990; Wright and Tucker 1991; Alonso-Zarza and Wright 2010), but the encrustations do not form true lead to specific horizons as is the case in calcretes.

Depositional environments

Different authors in the literature have already described the Taulanne limestone as being deposited in a lacustrine depositional environment (Boussac 1912; Bodelle 1971). Taking into account field descriptions and thin-section analysis, a more precise attribution in terms of depositional setting is possible, and the spatial and temporal facies distribution of the Taulanne Limestone Formation will be discussed.

The bio- and lithoclastic facies of F1 (Fig. 6a, b) are typical of the marine Nummulitic sediments (Nebelsick et al. 2005; Varrone and D'Atri 2007) that are mainly deposited in an open inner-ramp environment of a carbonate platform (Hottinger 1997; Beavington-Penney and Racey 2004; Nebelsick et al. 2005). The presence of pseudo-microkarsts (Fig. 6c, d) at the top and the base of these marine sediments provides evidence for episodes of subaerial exposure and paleosoil formation (Freytet and Plaziat 1982; Alonso-Zarza et al. 1992). Such episodes of low sea-level are also supported by the presence of red clay and brecciated limestone (F7; Fig. 8a) that likely formed in paleosoils during periods of exposure. The association of charophyte limestone (F2; Fig. 6e), gastropod limestone (F3; Fig. 6f), and massive and laminated limestone (F4; Fig. 7a, b) represents a part of the classical carbonate facies distribution in lakes, from their shoreline to their deeper parts (Murphy and Wilkinson 1980; Gierlowski-Kordesch 2010). The near absence of clastic components in the two sections (Fig. 9a, b) suggests limited water and terrigenous supply from rivers, and a low-energy lake margin (Platt and

Wright 1991; Calvo et al. 2000; Gierlowski-Kordesch 2010). These observations point to a hydrologically closed lake that developed prior to carbonate deposition. The occurrence of organosedimentary structures associated with features such as desiccation cracks, glaeboles, and nodules in facies F5 (peloidal limestone) to F9 (encrusted limestone) testify to pedogenic conditions in response to periods of subaerial exposure during and/or after the deposition of these carbonates. This facies association is commonly found in palustrine environments where the precipitation of calcium carbonate and diagenetic conditions are dominant in the vadose zone above the groundwater table (Wright and Tucker 1991; Goudie 1996; Alonso-Zarza 2003; Candy et al. 2003). Moreover, the absence of any clear pedogenic profiles of calcrete in the Taulanne Limestone Formation suggests that the nodular and encrusted limestones (F8 and F9) were essentially formed during long pedogenic phases of palustrine facies development (Armenteros et al. 1997; Armenteros and Daley 1998).

The relative water-level variations and duration of subaerial exposure were reconstructed for each locality using the depositional environments inferred from the facies analysis (Fig. 10). In this model, the marine deposits of F1 represent highstand water levels, whereas F4, F3, and F2 are facies from the deeper part to the shoreline of the lake. Finally, F8 and F9, presenting more abundant pedogenic features than F5, F6, and F7, are interpreted as more mature paleosoils that likely formed during more prolonged arid periods (Fig. 10).

Paleoenvironmental and paleogeographical reconstruction of the Taulanne Basin

This study has described nine facies from the Sant Peire (Fig. 9a) and Prés sections (Fig. 9b). These two sections record a basal shallow-marine depositional system followed by alternations of lacustrine and palustrine environments, and hence reveal broadly similar changes in sedimentation. However, the two sections also reveal some differences that provide insight into the paleogeographical situation of the Taulanne Lake during the Oligocene. The depositional model presented in Fig. 11 illustrates the lateral distribution of F2 to F6 from the margin to the deeper part of the lake. In this model, F7, F8, and F9 record the proportion of pedogenic overprint during periods of subaerial exposure on the deposited carbonate sediments. The juxtaposition of these facies provides an overall paleogeography and explains the vertical paleoenvironmental evolution.

The Taulanne Limestone Formation is thicker in the Prés section (76 m) than in the Sant Peire section (22 m)

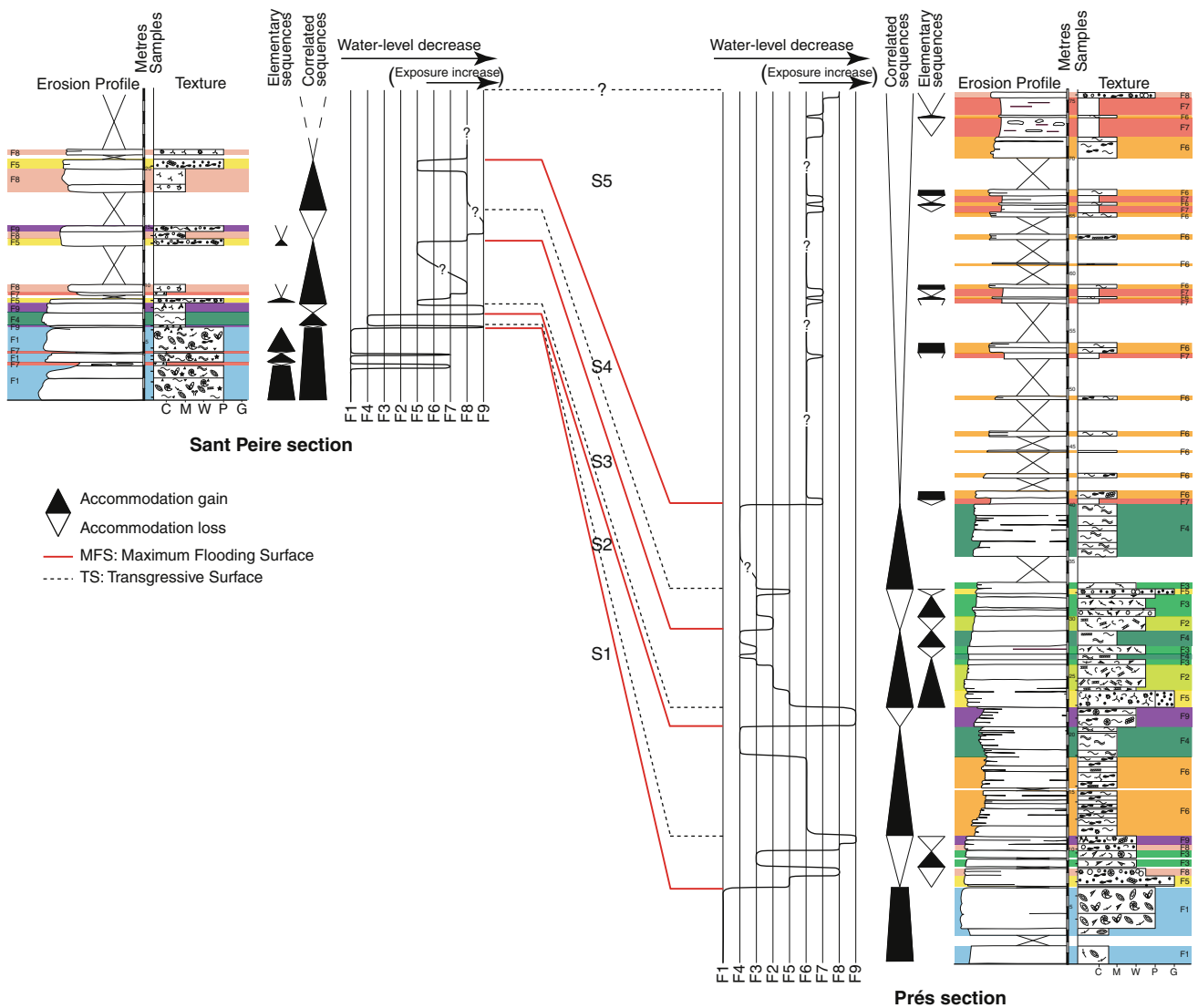


Fig. 10 Correlation of the depositional sequences S1–S5 based on vertical facies evolution and interpreted water-level fluctuations. The sequences are bounded by their maximum flooding surfaces, and their transgressive surfaces are also identified. S2, S3, and S4 are complete, whereas sequence S5 is only constituted by a semi-cycle of

accommodation loss. The basal marine facies in S1 corresponds to the last marine incursion during the regression of the Nummulitic Sea in the Taulanne Basin. Elementary sequences are also recognized and defined following the definition given by Strasser et al. (1999)

(Fig. 3). This lateral thickness variation suggests that the Prés section (south) is located in a zone with higher available accommodation space for sediments than the Sant Peire section (north). The top of the Sant Peire section (Fig. 9a) records a palustrine depositional environment characterized by the peloidal facies F5 (Fig. 7c) and the more mature, cracked, and nodular facies F8 (Fig. 8c). The well-developed cracked, nodular, and encrusted deposits in this section suggest prolonged subaerial exposure, intense pedogenic modification, and low sedimentation rates (Wright 1990; Platt and Wright 1992; Armenteros and Daley 1998). The carbonate facies in the Prés section (Fig. 9b) are dominated by charophyte and gastropod

limestones (F2, Fig. 6e and F3, Fig. 6f) and massive mudstone (F4, Fig. 7a, b) of lacustrine origin and by tufa (F6, Fig. 7e) and red clay (F7, Fig. 8b) of a marginal lake setting. This lateral facies variation is in agreement with the interpretation of an overall asymmetric W–E axis of the Taulanne paleovalley (i.e., a syncline formed during the Eocene, Grosjean et al. 2012) from a slightly dipping northern edge to a relatively steep southern edge, the lower topography being located in the Prés section (Figs. 3, 5). The resulting kilometer-scale changes of topography induced a palustrine depositional environment dominating in the northern part of the Taulanne Basin (lake shoreline environment, Sant Peire sector) whereas in the central part

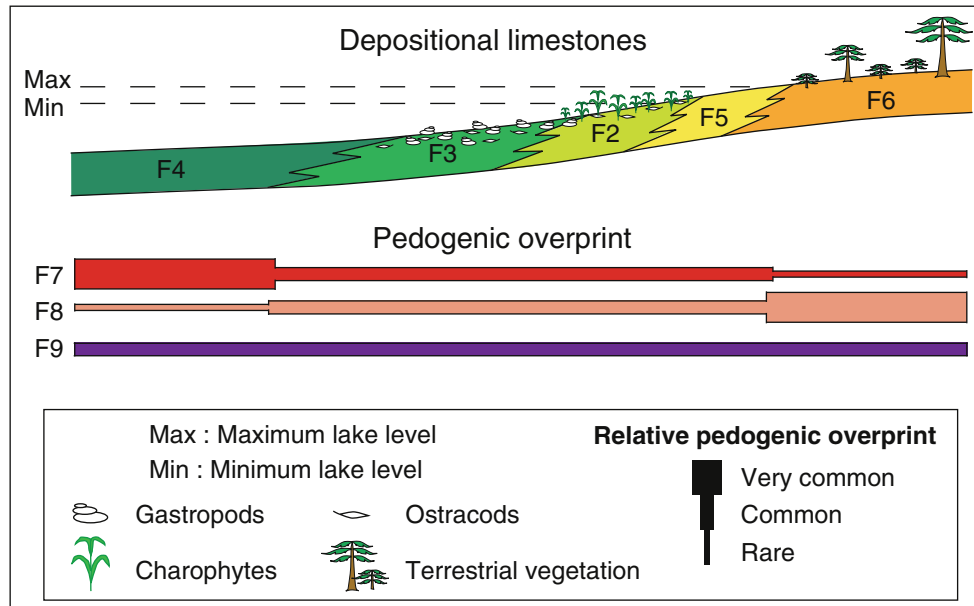


Fig. 11 Depositional model illustrating the lateral distribution of the limestones deposited in lacustrine (F2, F3, and F4) and palustrine (F5 and F6) environments. The pedogenic overprint is recorded by F7, F8, and F9 with an increasing subaerial exposure index from F7 to F9. Facies distribution of the Taulanne limestone highlights a dominance

of F7 in the deeper part of the lake (Prés sector), whereas F8 is commonly present at the margin (Sant Peire sector). F9 is present in both sections due to high-frequency water-level variations (Fig. 10). This facies model allows the reconstruction of the paleoenvironmental and paleogeographical evolution of Taulanne Lake

of the syncline the lacustrine depositional environment preferentially developed (lake center, Prés sector). The present (micro-) facies analysis confirms progressive and differential synsedimentary subsidence from the Sant Peire section to the Prés section. In the south-easternmost sector of the Taulanne Basin, the Vît section (Fig. 5) displays 6 m of typical lacustrine Taulanne limestone (Bodelle 1971; Gaillard et al. submitted) rich in gastropods. The limited thickness of the Vît section points to very low available accommodation space for sediment in the near-shore zone, as is also the case for the Sant Peire section. The correlation of these outcrops and the facies analysis allow the reconstruction of the Taulanne Lake paleogeography where the proximal zones were located in the northwest (Sant Peire section) and in the southeast (Vît section), with the Prés section corresponding to the central and deeper part of the lake.

Depositional dynamics during accommodation space variation in Taulanne Lake

Taking into account the paleogeographical and paleoenvironmental interpretations as well as the proximity of the sections (Fig. 5), it can be inferred that the deposition of the Sant Peire and the Prés successions occurred synchronously. This hypothesis is supported by the continuous outcrop between the Bistre Series and the Taulanne

limestone (Fig. 3), the absence of an erosional unconformity between the Taulanne limestone and the dominantly fine-grained Red Molasse deposits. Accordingly, thickness variations evidenced in the two sections reflect both the vertical and lateral evolution of accommodation space in Taulanne Lake. The sequence interpretation (Fig. 10) is based on these accommodation space variations and points to five main depositional sequences (S1, S2, S3, S4, and S5). A typical sequence is formed during a regression/transgression cycle that controlled loss and gain of accommodation space, respectively. The correlated sequences are here defined as being bounded by maximum flooding surfaces (shallowing-deepening depositional sequences of Strasser et al. 1999). Transgressive surfaces can be correlated and are shown in Fig. 10; they record re-flooding events that renewed the available accommodation space for sediments.

Both sections clearly display a marine to continental transition during a forced regression (Grosjean et al. 2012; Fig. 4) that progressively led to the closure of the lake. The first depositional sequence (S1) mainly consists of marine sediments recording a transgressive trend (Fig. 10). In the Sant Peire section, the succession contains paleosol levels (with pseudo-microkarst and red clay) that indicate higher frequency sea-level variations (elementary sequences as defined by Strasser et al. 1999). The top of the marine sediments is thought to be mostly contemporaneous due to a tectonically controlled fall of sea-level (Grosjean et al.

2012). The overlying lacustrine and palustrine sediments of the Taulanne limestone comprise four depositional sequences (S2, S3, S4, and S5) (Fig. 10). In the Sant Peire section, the base of S2 is characterized by a marked loss of available space for sedimentation as shown by the transition from the marine facies F1 to the terrestrial facies F7. This decrease of relative water level is followed by a gain of accommodation with deposition of the deep lacustrine facies F4. The change in accommodation space of S2 in the Prés section is more gradual with the record of lacustrine facies of intermediate depth (F3) and palustrine facies (F5, F6). According to the paleogeographical interpretation of the Taulanne Basin, the central part of the lake (Prés sector) records base-level variations at a higher frequency, whereas during the same regressive semi-cycle few or no sediments were deposited in the proximal part of the lake (Sant Peire sector). The base of S3 only shows an abrupt loss of accommodation in both sections followed by a semi-cycle that records a progressive increase in the lake level. The same trend forms S4 with a dominance of lacustrine facies in the Prés section, whereas palustrine and shallow-lake sediments are deposited in the Sant Peire section. Only the base of S5 is recorded in the northern part of the syncline, either due to non-deposition or post-depositional erosion. However, the maximum flooding surface at the base of S5 can be correlated to the south (Prés section).

Despite the thicker stratigraphic record in the deeper part of the basin, the depositional sequences display the same water-level changes. The correlation of the maximum flooding surfaces is good evidence for consistency between lake dynamics and depositional environments recorded in the central part of the lake and its margins.

Climatic conditions of the lake dynamics

The deposits of the lacustrine and palustrine limestones as well as the degree of pedogenesis are controlled by groundwater level, accommodation space, carbonate production, sediment supply, biological activity, and the time available for their development (Wright and Tucker 1991; Alonso-Zarza 2003; Khalaf and Gaber 2008). These factors are constrained by the coeval influence of climate and tectonics (Platt and Wright 1992; Sáez and Cabrera 2002; Ruskin and Jordan 2007; Huerta et al. 2011) that may induce different facies characteristics and facies distributions from one lake to the other.

Short-term climatic fluctuations can induce highly variable facies in lacustrine and palustrine limestones that reflect lake shoreline migrations in hydrologically closed basins (Carroll and Bohacs 1999; Alonso-Zarza et al. 2011). Generally, humid climates allow deposition of

palustrine and lacustrine limestones (Alonso-Zarza 2003) enriched in organic matter (Cabrera and Saéz 1987), whereas during more arid periods, evaporites and dolomitic limestones are common (Sanz-Rubio et al. 1999; Dunagan and Turner 2004). On the other hand, calcretes and mature palustrine limestones are classically formed during more arid periods associated with longer times of subaerial exposure and low sedimentation rates (Platt and Wright 1992; Alonso-Zarza 2003). In the case of the Taulanne limestone, the succession displays a vertical and lateral mosaic of lacustrine and palustrine carbonates (Figs. 9a, b, 10). The absence of evaporites and organic-rich deposits rules out deposition under arid and sub-humid climates. Nevertheless, climate changes possibly influenced the observed vertical facies evolution in Taulanne Lake, with the development of lacustrine facies during higher lake levels possibly corresponding to more humid periods and the development of palustrine deposits during lower lake levels reflecting more arid periods (Fig. 10). The different degree of subaerial exposure, recorded by F7, F8, and F9, corresponds to periods of accommodation loss (Fig. 10) that can be attributed to the shallowing and exposure of the lake margin during long periods of dryness. This induces different stages of pedogenic influence from pseudo-microkarst (Fig. 6c, d) and peloidal limestone (Fig. 7c, d) to nodular limestone (Fig. 8c) and root horizons (Fig. 8f) that associate abundant biological activity with numerous pedogenic structures (nodules, glaeboles, desiccation cracks). Consequently, the identified depositional sequences (and lake-level changes) may have resulted from changes in the hydrological balance between rainfall and evaporation. At high frequency (elementary sequences in Fig. 10), the occurrence of palustrine facies and paleosols at the top of both sections possibly resulted from alternating wet and dry phases under fluctuating climatic conditions or pronounced seasonality (Platt and Wright 1991; Armenteros and Daley 1998; Alonso-Zarza and Wright 2010; Armenteros and Edwards 2012).

Local versus regional tectonic controls

In thrust systems, sedimentological analyses of piggy-back basins highlight tectono-sedimentary cycles that commonly record structural activity (DeCelles and Giles 1996; Singh et al. 2001; Maestro 2008; Onofrio et al. 2009). In the Taulanne Basin, the tectonic control on sedimentation can be inferred from the differential subsidence and the resulting accommodation space measurable in the studied sections (Figs. 3, 10). The thick sedimentary succession of the Prés section highlights the greater amount of accommodation space available there than in the Sant Peire section. These lateral changes in thickness likely resulted

from the formation of a topographic low (central part of a paleo-syncline) that pre-dated the Tertiary sedimentation (Grosjean et al. 2012). In a piggy-back basin context, this topographic low was maintained during the Eocene–Oligocene, probably due to the fact that folding continued and thus created an area of enhanced subsidence in the central part of the syncline compared to its borders. The dominance of palustrine carbonates in the uppermost part of the Taulanne limestone across the entire basin suggests a progressive decrease of subsidence rates and thus a flattening of the topography (Alonso-Zarza and Wright 2010). This dynamics is described as being common in balanced-fill lake basins (Carroll and Bohacs 1999; Bohacs et al. 2000). Furthermore, this carbonate succession precedes the last stage of basin-fill represented by the alluvial-dominated Red Molasse deposits of an overfilled basin (Carroll and Bohacs 1999; Huerta et al. 2011). This transition from underfilled flysch to overfilled molasse stages is recognized in the entire peripheral alpine foreland basin (Sinclair and Allen 1992; Ford et al. 1999; Ford and Lickorish 2004), coinciding with an increase in alpine sediment discharge rates around the Western Alps at about 30 Ma (Kuhleemann et al. 2002). This sediment supply in the foreland basins can be attributed to the rapid regional exhumation of the internal massifs during the early Oligocene (Carrapa et al. 2003; Morag et al. 2008). In the Southern Alps, the regional uplift is due to the emplacement of the Embrun-Ubaye nappes and the overthrust of the Pennine Front at 30–32 Ma (Ford et al. 2006; Simon-Labric et al. 2009; Dumont et al. 2011) that induced the southward prograding terrigenous system of the Barrême Basin, where the Taulanne limestone corresponds to the final stage of a forced regression (Grosjean et al. 2012; Fig. 4). Included in the regressive terrigenous system of the Barrême Basin, the Taulanne sedimentary system represents the flysch-molasse transition. In this context, the unconformity between the Taulanne Limestone Formation and the Red Molasse (Fig. 2) represents a period of non-deposition or erosion (of an uncertain duration) that likely reflects the paroxysm of the tectonically controlled basin closure. However, the overlying Chattian Red Molasse indicates that this phase of basin closure was followed by a subsequent phase of tectonic activity that allowed the re-creation of accommodation and eventually sedimentation recovery (Chauveau and Lemoine 1961; Evans and Elliott 1999; Ford et al. 2006).

Conclusions

Mapping, logging, sedimentological and microfacies analyses of the Oligocene Taulanne Limestone Formation in the South Alpine Foreland Basin of France allow us to reconstruct the paleoenvironmental and depositional dynamics of

a marine to continental transition. The diversity of (micro-) facies evidences a general depositional system characterized by ephemeral lake carbonates deposited in an isolated basin that preserved abrupt facies transitions (from shallow-marine deposits to paleosols at the base of the Sant Peire section for example) because of high-frequency water-level fluctuations. The mosaic of lacustrine and palustrine facies suggests climatic variations that favored lacustrine deposits during humid periods and palustrine development during lower lake levels associated to more arid conditions and/or pronounced seasonal climate. The lateral and vertical organization of the facies provide insight into the paleogeographical situation of Taulanne Lake where the shore lake zone is represented by the Sant Peire sector in the north with dominantly palustrine facies, whereas lacustrine facies dominated in the central part of the lake in the Pré sector. Facies evolution of the Sant Peire and the Prés sections reflects changes in accommodation space and water level in Taulanne Lake and documents five depositional sequences, separated by their maximum flooding surfaces. Despite changes in lateral thickness and facies, the sequential correlations between the two sections evidence the same space decrease for the sedimentation. This accommodation loss is in agreement with the general regression trend recorded by the marine to continental transition at the base of the Taulanne limestone and the subsequent gradual changes from lacustrine to palustrine depositional environments. The lateral facies variations from the marginal to the deeper part of the lake are attributed to the local differential subsidence that created more accommodation space for sedimentation in the Prés sector. The local subsidence was then counter-balanced during the Internal Alps exhumation that induced a regional forced regression and the development of the uppermost palustrine facies of the Taulanne limestone. Our study therefore suggests that changes in accommodation space for sedimentation in this piggy-back basin context were mainly controlled by local and regional tectonics, whereas climate only impacted the paleoenvironmental and paleogeographical evolution of the Taulanne Basin at a higher frequency.

Acknowledgments The paper benefited from the insightful reviews of three anonymous reviewers. We also greatly appreciate the editorial work of Maurice Tucker. We acknowledge Dr. P. Sorrel and Dr. G. Suan (Lyon) for the pertinent discussions and comments on this manuscript. This study was financially supported by the Agence National de la Recherche, project no. ANR-08-BLANC-0303-01 “Erosion and Relief Development in the Western Alps”.

References

- Allen PA, Homewood PW, Williams GD (1986) Foreland basins: an introduction. In: Allen PA, Homewood P (eds) Foreland basins. Int Assoc Sedimentol Spec Publ 8:3–12

- Allen PA, Crampton SL, Sinclair HD (1991) The inception and early evolution of the North Alpine foreland basin, Switzerland. *Basin Res* 3:143–163
- Alonso-Zarza AM (1999) Initial stages of laminar calcrete formation by roots: examples from the Neogene of central Spain. *Sediment Geol* 126:177–191
- Alonso-Zarza AM (2003) Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in geological record. *Earth-Sci Rev* 60:261–298
- Alonso-Zarza AM, Calvo JP (2000) Palustrine sedimentation in an episodically subsiding basin: the Miocene of the northern Teruel Graben (Spain). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 160:1–21
- Alonso-Zarza AM, Tanner LH (2006) Palaeoenvironmental record and application of calcretes and palustrine carbonates. *Geol Soc Am Spec Pap* 416. Geological Society of America, New-York
- Alonso-Zarza AM, Tanner LH (2010) Carbonates in continental settings: facies, environment and processes. *Dev in Sedimentol* 61. Elsevier, Amsterdam
- Alonso-Zarza AM, Wright VP (2010) Palustrine carbonates. In: Alonso-Zarza AM, Tanner LH (eds) Carbonates in continental settings: facies, environment and processes. *Dev in Sedimentol* 61:103–131
- Alonso-Zarza AM, Calvo JP, García del Cura MA (1992) Palustrine sedimentation and associated features—grainification and pseudo-microkarst—in the Middle Miocene (Intermediate Unit) of the Madrid Basin, Spain. *Sediment Geol* 76:43–61
- Alonso-Zarza AM, Genise JF, Verde M (2011) Sedimentology, diagenesis and ichnology of Cretaceous and Palaeogene calcretes and palustrine carbonates of Uruguay. *Sediment Geol* 236:45–61
- Anderson RY, Dean WE, Bradbury JP, Love D (1985) Meromictic lakes and varved lake sediments in North America. *US Geol Surv Bull* 1607, p 19
- Arenas C, Cabrera L, Ramos E (2007) Sedimentology of tufa facies and continental microbialites from the Palaeogene of Mallorca Island (Spain). *Sediment Geol* 197:1–27
- Armenteros I, Daley B (1998) Pedogenic modification and structure evolution in palustrine facies as exemplified by the Bembridge Limestone (Late Eocene) of the Isle of Wight, southern England. *Sediment Geol* 119:275–295
- Armenteros I, Edwards N (2012) Palaeogeographic, palaeoclimatic, palaeohydrological and chemical/biochemical controls on accumulation of late Eocene coastal lacustrine—palustrine limestones, Southern England. *Sediment Geol*. doi:10.1016/j.sedgeo.2012.08.006
- Armenteros I, Daley B, García E (1997) Lacustrine and palustrine facies in the Bembridge Limestone (late Eocene, Hampshire Basin) of the Isle of Wight, southern England. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 128:111–132
- Artoni A, Meckel LD (1998) History and deformation rates of a thrust sheet top basin: the Barrême basin, western Alps, SE France. In: Mascle A, Puigdefàbregas C, Luterbacher HP, Fernández M (eds) Cenozoic foreland basin of Western Europe. *Geol Soc Lond Spe Publ* 134:213–237
- Beavington-Penney SJ, Racey A (2004) Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth-Sci Rev* 67:219–265
- Blomeier D, Wisshak M, Dallmann W, Volohonsky E, Freiwald A (2003) Facies analysis of the old red sandstone of Spitsbergen (Wood Bay Formation): reconstruction of the depositional environments and implications of basin development. *Facies* 49:151–174
- Bodelle J (1971) Les Formations Nummulitiques de l'Arc de Castellane. PhD thesis, Nice Univ, France
- Bodergat AM, Briot D, Huguency M, Poidevin JL, Picot L, Giraud F, Berger JP, Levy A, Poignant A (1999) Marine incursions in the Oligocene lacustrine environment of the Limagne rift (French Massif central): halophilous organisms and strontium isotopes, dating by mammals. *Bull Soc Geol France* 170:499–511
- Bohacs KM, Carroll AR, Neal JE, Mankiewicz PJ (2000) Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated-sequence-stratigraphic-geochemical framework. In: Gierlowski-Kordesch EH, Kelts KR (eds) Lake Basins through Space and Time. *Am Assoc Petrol Geol Stud Geol* 46:3–34
- Boussac J (1912) Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém Serv Carte Géol France*, Paris
- Brewer R (1964) Fabric and mineral analysis of soils. Wiley, New York
- Bustillo MA, Alonso-Zarza AM (2007) Overlapping of pedogenesis and meteoric diagenesis in distal alluvial and shallow lacustrine deposits in the Madrid Miocene Basin, Spain. *Sediment Geol* 198:255–271
- Cabrera L, Saéz A (1987) Coal deposition in carbonate-rich shallow lacustrine systems: the Calaf and Mequinenza sequences (Oligocene, eastern Ebro Basin, NE Spain). *J Geol Soc Lond* 144:451–461
- Callec Y (2001) La déformation syn-sédimentaire des bassins paléogènes de l'Arc de Castellane (Annot, Barrême, Saint-Antonin). PhD Thesis, Ecole des Mines de Paris, France
- Calvo JP, Gomez-Gras D, Alonso-Zarza AM, Jimenez S (2000) Architecture of a bench-type carbonate lake margin and its relation to fluvially dominated deltas, Las Minas Basin, Upper Miocene, Spain. *J Sediment Res* 70:240–254
- Campredon R (1977) Les formations Paléogènes des Alpes Maritimes franco-italiennes. *Soc Géol France Mém HS* 9, Paris
- Candy I, Black S, Sellwood BW, Rowan JS (2003) Calcrete profile development in quaternary alluvial sequences, southeast Spain: implications for using calcretes as a basis for landform chronologies. *Earth Surf Process Landforms* 28:169–185
- Carrapa B, Wijbrans J, Bertolli G (2003) Episodic exhumation in the Western Alps. *Geology* 31:601–604
- Carroll AR, Bohacs KM (1999) Stratigraphic classification of ancient lakes: balancing tectonic and climate controls. *Geology* 2:99–102
- Chauveau JC, Lemoine M (1961) Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême (moitié nord). *Bull Serv Carte Géol France* 58:147–178
- Cohen AS, Thouin C (1987) Nearshore carbonate deposits in Lake Tanganyika. *Geology* 15:414–418
- de Graciansky PC, Durozoy G, Gigot P (1982) Notice explicative de la feuille Digne à 1/50000. *Bur Rech Géol Min*, Orléans
- de Graciansky PC, Dardeau G, Lemoine M, Tricart P (1989) The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion. In: Cooper MA, Williams GD (eds) Inversion Tectonics. *Geol Soc Lond Spec Publ* 44:97–104
- DeCelles PG, Giles KA (1996) Foreland basin systems. *Basin Res* 8:105–123
- Dewey FD, Pitman WC, Ryan WBF, Bonnin J (1973) Plate tectonics and the evolution of the alpine system. *Geol Soc Am Bull* 84:3137–3180
- Djamili M, Soulié-Märsche I, Esu D, Gliozzi E, Okhravi R (2006) Palaeoenvironment of a Late Quaternary lacustrine–palustrine carbonate complex: Zarand Basin, Saveh, central Iran. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 237:315–334
- Dumont T, Simon-Labric T, Authemayou C, Heymes T (2011) Lateral termination of the north-directed Alpine orogeny and onset of westward escape in the Western Alpine arc: Structural and sedimentary evidence from the external zone. *Tectonics* 30. doi:10.1029/2010TC002836
- Dunagan SP, Turner CE (2004) Regional paleohydrologic and paleoclimatic settings of wetland/lacustrine depositional systems in the Morrison Formation (Upper Jurassic), Western Interior, USA. *Sediment Geol* 167:269–296

- Evans JE (1999) Recognition and implications of Eocene tufas and travertines in the Chadron Formation, White River Group, Badlands of South Dakota. *Sedimentology* 46:771–789
- Evans MJ, Elliott T (1999) Evolution of a thrust-sheet-top basin: the tertiary Barrême basin, Alpes-de-Haute-Provence, France. *Geol Soc Am Bull* 111:1617–1643
- Evans MJ, Mange-Rajetzky MA (1991) The provenance of sediments in the Barrême thrust-top basin, Haute-Provence, France. In: Morton AC, Todd SP, Haughton PDW (eds) *Developments in sedimentary provenance studies*. *Geol Soc Lond Spec Publ* 57:323–342
- Flügel E (2004) *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Ford M, Lickorish WH (2004) Foreland basin evolution around the western Alpine Arc. *Geol Soc Lond Spec Publ* 221:39–63
- Ford TD, Pedley HM (1996) A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Sci Rev* 41:117–175
- Ford M, Lickorish WH, Kusznir NJ (1999) Tertiary foreland sedimentation in the Southern Subalpine Chains, SE France: a geodynamic appraisal. *Basin Res* 11:315–336
- Ford M, Duchêne S, Gasquet D, Vanderhaeghe O (2006) Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. *J Geol Soc Lond* 163:815–826
- Freytet P (1984) Les sédiments lacustres carbonates et leurs transformations par emersion et pédogenèse. Importance de leur identification pour les reconstitutions paléogéographiques. *Bull Centres Rech Explor-Prod Elf-Aquitaine* 8:223–246
- Freytet P, Plaziat JC (1982) Continental carbonate sedimentation and pedogenesis—Late Cretaceous and Early Tertiary of southern France. *Contrib to Sedimentol* 12. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart
- Freytet P, Verrecchia EP (2002) Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *J Paleolimnol* 27:221–237
- García A (1994) Charophyta: their use in paleolimnology. *J Paleolimnol* 10:43–52
- Gierlowski-Kordesch EH (2010) Lacustrine carbonates. In: Alonso-Zarza AM, Tanner LH (eds) *Carbonates in continental settings: facies, environment and processes*. *Dev in Sedimentol* 61:1–101
- Goudie AS (1996) Organic agency in calcretes development. *J Arid Environ* 32:103–110
- Grosjean AS, Pittet B, Ferry S, Mahéo G, Gardien V (2012) Reconstruction of Tertiary palaeovalleys in the South Alpine Foreland Basin of France (Eocene–Oligocene of the Castellane arc). *Sediment Geol* 275–276:1–21
- Hakala A (2004) Meromixis as part of lake evolution—observations and a revised classification of true meromictic lakes in Finland. *Boreal Environ Res* 9:37–53
- Hottinger L (1997) Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their depositional and their limitations. *Bull Soc Géol France* 168:491–505
- Huerta P, Armenteros I (2005) Calcrete and palustrine assemblages on a distal alluvial-floodplain: a response to local subsidence (Miocene of the Duero basin, Spain). *Sediment Geol* 177:253–270
- Huerta P, Armenteros I, Silva PG (2011) Large-scale architecture in non-marine basins: the response to the interplay between accommodation space and sediment supply. *Sedimentology* 58:1716–1736
- Janz H, Vennemann TW (2005) Isotopic composition (O, C, Sr, and Nd) and trace element ratios (Sr/Ca, Mg/Ca) of Miocene marine and brackish ostracods from North Alpine Foreland deposits (Germany and Austria) as indicators for palaeoclimate. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 225:216–247
- Kabanov P, Anadón P, Krubain WE (2008) Microcodium: an extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation. *Sediment Geol* 205:79–99
- Kerckhove C, Roux M (1978) Notice explicative de la feuille Moustier-Sainte-Marie à 1/50000. *Bur Rech Géol Min, Orléans*
- Khalaf FI, Gaber AS (2008) Occurrence of cyclic palustrine and calcrete deposits within the lower Pliocene Hagul formation, East Cairo district, Egypt. *J Afr Earth Sci* 51:298–312
- Knox GJ (1977) Caliche profile formation, Saldanha Bay (South Africa). *Sedimentology* 24:657–674
- Kuhlemann J, Frisch W, Székely B, Dunkl I, Kázmér M (2002) Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control. *Geol Rundsch* 91:818–837
- Lemoine M (1972) Rythme et Modalités des Plissements Superposés dans les Chaînes Subalpines Méridionales des Alpes Occidentales Françaises. *Geol Rundsch* 61:975–1010
- Lemoine M, Bas T, Arnaud-Vanneau A, Dumont T, Gidon M, Bourbon M, de Graciansky PC, udkiewicz JL, Megarg-Galli J, Tricart P (1986) The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Mar Petrol Geol* 3:179–199
- MacNeil AJ, Jones B (2006) Palustrine deposits on a late Devonian coastal plain—sedimentary attributes and implications for concepts of carbonate sequence stratigraphy. *J Sediment Res* 76:292–309
- Maestro E (2008) Sedimentary evolution of the Late Eocene Vernet lacustrine system (South-Central Pyrennees). Tectono-climatic control in an alluvial-lacustrine piggyback basin. *J Paleolimnol* 40:1053–1078
- Morag N, Avigad D, Harlavan Y, McWilliams MO, Michard A (2008) Rapid exhumation and mountain building in the Western Alps: Petrology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of detritus from Tertiary basins of southern France. *Tectonics* 27. doi: 10.1029/2007TC002142
- Murphy DH, Wilkinson BH (1980) Carbonate deposition and facies distribution in a central Michigan marl lake. *Sedimentology* 27:123–135
- Nebelsick JH, Rasser MW, Bassi D (2005) Facies dynamics in Eocene to Oligocene circumalpine carbonates. *Facies* 51:197–216
- Onofrio V, Tropeano M, Feste V, Moretti M, Sabato L (2009) Quaternary transpression and lacustrine sedimentation in the San Lorenzo area (Sant'Arcangelo Basin, Italy) *Sediment Geol* 222:78–88
- Pairis JL, Gidon M, Fabre P, Lami A (1986) Signification et importance de la structuration Nummulitique dans les chaînes subalpines méridionales. *Compt Rend Acad Sci Paris* 303:87–92
- Pedley M (2009) Tufas and travertines of the Mediterranean region: a testing ground for freshwater carbonate concepts and developments. *Sedimentology* 56:221–246
- Pedley M, Martín JAG, Ordóñez SD, García del Cura MA (2003) Sedimentology of quaternary perched springline and paludal tufas: criteria for recognition, with examples from Guadalajara Province, Spain. *Sedimentology* 50:23–44
- Pentecost A (2005) *Travertine*. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Pittet B, Strasser A (1998) Depositional sequences in deep-shelf environments formed through carbonate-mud import from the shallow platform (Late Oxfordian, German Swabian Alb and eastern Swiss Jura). *Eclogae Geol Helv* 91:149–169
- Platt NH (1989) Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the early Cretaceous Rupelo formation, W Cameros Basin, N Spain. *Sedimentology* 36:665–684
- Platt NH, Wright VP (1991) Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. In: Anadón P, Cabrera L, Kelts K (eds) *Lacustrine facies analysis*. *Int Assoc Sedimentol Spe Publi* 13:57–74
- Platt NH, Wright VP (1992) Palustrine carbonates and the Florida Everglades: toward an exposure index for the fresh-water environment? *J Sediment Petrol* 62:1058–1071

- Rehault JP, Boillot G, Mauffret A (1985) The western Mediterranean Basin. In: Stanley DJ, Wesel CF (eds) Geological evolution of the Mediterranean Basin. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp 101–129
- Ruskin BG, Jordan TE (2007) Climate change across continental sequence boundaries: paleopedology and lithofacies of Iglesia basin, northwestern Argentina. *J Sediment Res* 77:661–679
- Sáez A, Cabrera L (2002) Sedimentological and palaeohydrological responses to tectonics and climate in a small, closed, lacustrine system: Oligocene As Pontes Basin (Spain). *Sedimentology* 49:1073–1094
- Sanz-Rubio E, Hoyos M, Calvo JP, Rouchy JM (1999) Nodular anhydrite growth controlled by pedogenic structures in evaporate lake formations. *Sediment Geol* 125:195–203
- Schwartz S, Guillot S, Tricart P, Bernet M, Jourdan S, Dumont T, Montagnac G (2012) Source tracing of detrital serpentinite in the Oligocene molasse deposits from the western Alps (Barrême basin): implications for relief formation in the internal zone. *Geol Mag.* doi:10.1017/S0016756811001105
- Siddans AWB (1979) Arcuate fold and thrust pattern in the subalpine chains of southeast France. *J Struct Geol* 1:117–126
- Sim LL, Chambers JM, Davis JA (2006) Ecological regime shifts in salinised wetland systems. I. Salinity thresholds for the loss of submerged macrophytes. *Hydrobiol* 573:89–107
- Simon-Labric T, Rolland Y, Dumont T, Heymes T, Authemayou M, Corsini M, Fornari M (2009) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31–34 Ma). *Terra Nova* 21:127–136
- Sinclair HD, Allen PA (1992) Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin. *Basin Res* 4:215–232
- Singh AK, Parkash B, Mohindra R, Thomas JV, Singhvi AK (2001) Quaternary alluvial fan sedimentation in the Dehradun Valley Piggyback Basin, NW Himalaya: tectonic and palaeoclimatic implications. *Basin Res* 13:449–471
- Singh BP, Lee YI, Pawar JS, Charak RS (2007) Biogenic features in calcretes developed on mudstone: examples from Paleogene sequences of the Himalaya, India. *Sediment Geol* 201:149–156
- Soulié-Märsche I (2008) Charophytes, indicator for low salinity phases in North African sebkhet. *J Afr Earth Sci* 51:69–76
- Soulié-Märsche I, Benkaddour A, El Khiati N, Gemayel P, Ramdani M (2008) Charophytes, indicator of paleobathymetry of lake Tigalmamine (Middle Atlas, Morocco). *Geobios* 41:435–444
- Strasser A, Pittet B, Hillgärtner H, Pasquier JB (1999) Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sediment Geol* 128:201–221
- Varrone D, D'Atri A (2007) Acervulinid macrofossil and rhodolith facies in the Eocene Nummulitic Limestones of the Dauphinois Domain (Maritime Alps, Liguria, Italy). *Swiss J Geosci* 100:503–515
- Verrecchia EP, Verrecchia KE (1994) Needle-fiber calcite: a critical review and a proposed classification. *J Sediment Res* 64:650–664
- Wright VP (1990) Estimating rates of calcrete formation and sediment accretion in ancient alluvial deposits. *Geol Mag* 127:273–276
- Wright VP, Tucker ME (1991) Calcretes: an introduction. In: Wright VP, Tucker ME (eds) Calcretes. *Int Assoc Sedimentol Reprint Series* 2:1–22
- Wright VP, Platt NH, Marriott SB, Beck VH (1995) A classification of rhizogenic (root-formed) calcretes, with examples from the Upper Jurassic–Lower Cretaceous of Spain and Upper Cretaceous of southern France. *Sediment Geol* 100:143–158

3.3. Rôle de la tectonique dans le développement d'un réseau hydrographique : le cas du bassin d'avant-pays Eocène-Miocène basal du SE de la France (~45-20 Ma)

Résumé étendu

La tectonique est la cause principale de l'instabilité des réseaux de drainage par la formation de plis et l'activité des failles (Burbank et al. 1996). Ces structures induisent généralement une réorganisation des bassins versants, ainsi que la capture de rivières ou des inversions de leur sens d'écoulement (Gupta, 1997; Clark et al., 2004 ; Brocard et al., 2011). Cependant, ces études tiennent rarement compte de la topographie initiale du bassin et surtout du rôle de la tectonique dans l'initiation et dans la préservation à long terme d'un réseau hydrographique.

Il a été démontré dans ce chapitre l'existence d'un réseau hydrographique complexe dans le bassin du SE de la France dès les premières phases de subsidence flexurale du bassin d'avant-pays (Grosjean et al., 2012). Nous avons vu que ce réseau est composé de paléo-vallées localement connectées et ayant deux orientations majeures : E-O et N-S. Classiquement, la formation des structures E-O est reliée à la phase de compression Pyrénéo-Provençale (Crétacé supérieur-Eocène moyen ; Lemoine, 1972), alors que les structures N-S sont reliées à la phase Alpine de compression dirigée vers l'ouest depuis l'Oligocène (Lemoine, 1972 ; Siddans, 1979 ; Dezès et al., 2004 ; Dumont et al., 2012). Or, l'analyse sédimentaire effectuée au cours de ce travail dans le secteur de Barrême montre que les paléo-vallées N-S comme E-O étaient formées avant le dépôt des premières séries continentales (Conglomérats d'Argens), autrement dit avant 45 Ma, et ont donc pour origine la phase de compression Pyrénéo-Provençale.

Cette section a pour but de discriminer l'implication de chaque phase tectonique dans l'initiation et dans l'évolution géométrique des paléo-vallées au cours du temps. L'analyse est menée sur différents secteurs du bassin d'avant-pays, qui sont du SE au NO : 1) Entrevaux/Argens/Peyresq; 2) Barrême/Blieux/Taulanne; et 3) Montmaur/St-Disdier (localisation Figure 2-7). Dans ces synclinaux, l'identification et l'orientation des systèmes de dépôts, ainsi que les relations entre le substrat mésozoïque et les séries cénozoïques permettent de distinguer les structures héritées de la phase Pyrénéo-Provençale de celles résultant de la phase Alpine. Ces données sédimentologiques sont combinées avec les données structurales obtenues à Barrême ou existantes sur les trois secteurs, afin de proposer un

Une étude structurale dans le bassin de Barrême, associée aux données existantes de la littérature montrent la présence systématique de failles décrochantes et normales à proximité des paléo-vallées ayant une orientation N-S. Cette dynamique extensive précoce, synchrone de la phase Pyrénéo-Provençale de compression N-S, est enregistrée dans les Unités 1 et 2 dès les premières phases de sédimentation du bassin d'avant-pays à l'Eocène (Figure 3-5). Les contraintes changent et évoluent en compression à partir de l'Oligocène, époque à laquelle la phase Alpine de raccourcissement E-O s'active. Des failles inverses recoupent la sédimentation dans les paléo-vallées (Figure 3-5), et les chevauchements régionaux se mettent en place (Front Pennique).

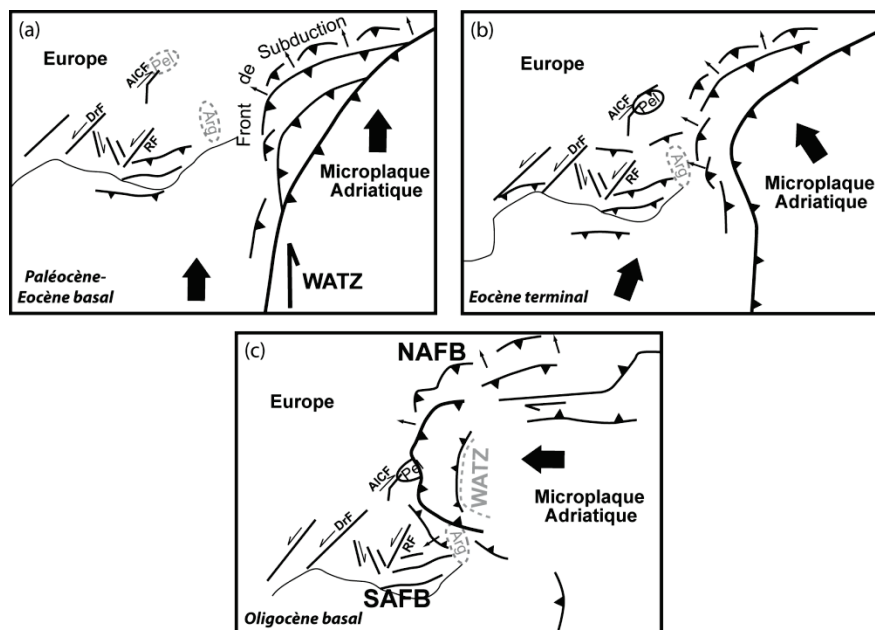


Figure 3-6. Schéma simplifié de l'évolution géodynamique et structurale des Alpes occidentales, à l'origine de la formation du réseau hydrographique du bassin d'avant-pays sud alpin au cours (a) du Paléocène-Eocène, (b) de l'Eocène terminal, et (c) de l'Oligocène basal. Abréviations : AICF, Faille d'Aspres-lès-Corps ; Arg, Argentera ; DrF, Faille de la Durance ; NAFB, Bassin d'Avant-pays Nord Alpin ; Pel, Pelvoux ; RF, Faille de Rouaine ; SAFB, Bassin d'Avant-pays Sud Alpin ; WATZ, Zone Transformante de l'Ouest Adriatique (modifié d'après Dumont et al., 2012).

Le modèle décrit dans ce chapitre suggère qu'un réseau hydrographique complexe a été créé précocement dans l'histoire de formation des Alpes occidentales et que la structuration des paléo-vallées E-O et N-S est liée à l'activité tectonique existante au cours de la phase Pyrénéo-Provençale. Associées aux plis d'axe E-O, les failles décrochantes orientées

N-S à NE-SO accommodent la compression Pyrénéo-Provençale en contexte de bassin d'avant-pays (Figure 3-6a). La composante verticale de ces failles crée suffisamment d'espace d'accommodation pour la sédimentation continentale puis marine des Unités 1 et 2. A l'échelle des Alpes, une zone transformante majeure est activée (WATZ : Western Adria Transform Zone) qui accuse latéralement la remontée vers le nord du bloc Adriatique. A l'Eocène terminal, la rotation du bloc Adriatique entraîne une rotation des contraintes (Figure 3-6b). Les prémices de la phase Alpine sont enregistrés dans les bassins par la migration vers l'ouest des centres de dépôt et par de nombreuses discontinuités syn-sédimentaires. La phase Alpine de compression E-O débute à l'Oligocène (Figure 3-6c). Elle permet l'activation de failles inverses en bordure des paléo-vallées dans des zones de faiblesses à proximité des failles décrochantes pyrénéo-provençales. A l'échelle des Alpes, les massifs internes sont exhumés et commencent à être érodés. Le réseau hydrographique régional transporte les produits de l'érosion de ces reliefs jusque dans les paléo-vallées du bassin d'avant-pays. Ces apports exotiques constituent pour partie les Unités 3 et 5.

Pour expliquer la genèse des réseaux hydrographiques, les modèles se concentrent aujourd'hui principalement sur les conditions climatiques et les caractéristiques du substrat (Tucker et Slingerland, 1997 ; Tucker et Bras, 1998 ; Simpson et Schlunegger, 2003; Perron et al., 2012). Certaines études commencent à souligner l'implication de la géodynamique à grande échelle dans l'évolution des réseaux hydrographiques à long terme (Hallet et Molnar, 2001 ; Castellort et al., 2012). En revanche, en contexte de collision, les auteurs décrivent essentiellement la tectonique locale et régionale comme responsable d'un bouleversement de la géométrie des rivières et de leur dynamique. Cette section montre que la tectonique peut être à l'origine de la structuration d'un réseau de drainage, mais qu'elle peut également permettre la préservation de l'architecture générale du réseau hydrographique au cours du temps, et ceci malgré des régimes de contraintes changeants.

Références

Brocard, G., Teyssier, C., Dunlap, W.J., Authemayou, C., Somin-Labric, T., Cacao-Chiquín, E.N., Gutiérrez-Orrego, A., Morán-Ical S., 2011. Reorganization of a deeply incised drainage: role of deformation, sedimentation and groundwater flow. *Basin Research*, 23, 631-651.

- Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozović, N., Reid, M.R., Duncan, C., 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalaya. *Nature* 379, 505-510.
- Castelltort, S., Goren, L., Willett, S.D., Champagnac, J.-D., Herman, F., Braun, J., 2012. River drainage patterns in the New Zealand Alps primarily controlled by plate tectonic strain. *Nature Geoscience*, 5, doi: 10.1038/NGEO1582.
- Clark, M.K., Schoenbolm, L.M., Royden, L.H., Whipple, K.X., Burchfiel, B.C., Zhang, X., Tang, W., Wang, E., Chen, L., 2004. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. *Tectonics*, 23, doi: 10.1029/2002TC001402.
- Dezès, P., Schmid, S.M., Ziegler, P.A., 2004. Evolution of the European Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, 389, 1-33.
- Dumont, T., Schwartz, S., Guillot, S., Simon-Labric, T., Tricart, P., Jourdan, S., 2012. Structural and sedimentary records of the Oligocene revolution in the Western Alpine arc. *Journal of Geodynamics*, 56-57, 18-38.
- Grosjean, A.-S., Pittet, B., Ferry, S., Mahéo, G., Gardien, V., 2012. Reconstruction of Tertiary palaeovalleys in the South Alpine Foreland Basin of France (Eocene-Oligocene of the Castellane arc). *Sedimentary Geology*, 275-276, 1-21.
- Gupta, S., 1997. Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin. *Geology*, 25, 11-14.
- Hallet, B., Molnar, P., 2001. Distorted drainage basins as markers of crustal strain east of the Himalaya. *Journal of Geophysical Research*, 106, 13697-13709.
- Lemoine, M., 1972. Rythme et modalités des plissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. *Geologischen Rundschau*, 61, 975-1010.
- Perron, T.J., Richardson, P.W., Ferrier, K.L., Lapôtre, M., 2012. The root of branching river networks. *Nature*, 492, doi:10.1038/nature11672.
- Siddans, A.W.B., 1979. Arcuate fold and thrust pattern in the subalpine chains of south-east France. *Journal of Structural Geology*, 1, 117-126.
- Simpson, G., Schlunegger, F., 2003. Topographic evolution and morphology of surfaces evolving in response to coupled fluvial and hillslope sediment transport. *Journal of Geophysical Research*, 208, doi: 10.1029/2002JB002162.
- Tucker, G.E., Bras, R.L., 1998. Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology. *Water Resources Research*, 34, 2751-2764.

Tucker, G.E., Slingerland, R., 1997. Drainage basin responses to climate change. *Water Resources Research*, 33, 2031-2047.

Disentangling the tectonic role in the development of a drainage network: the case of the Eocene–Early Miocene French South Alpine Foreland Basin (~45-20 Ma)

Anne-Sabine Grosjean, Bernard Pittet, Véronique Gardien, Philippe-Hervé Leloup and Gweltaz Mahéo

Submitted to Basin Research

Keywords: River network, tectonic geomorphology, Western Alps, fault control, Pyrenean-Provençal phase

ABSTRACT

The spatial and temporal organisation of depositional environments in drainage networks of foreland basins reflect the tectonic and erosional dynamics associated with the development of mountain belts. The French South Alpine Foreland Basin has been affected by the coeval influence of the north-directed Pyrenean-Provençal tectonic phase (Late Cretaceous–Middle Eocene) and the west-directed Alpine phase (since the Late Eocene). These two compressional events generated Pyrenean E–W-oriented folds and Alpine N–S-oriented structures that have governed the development of a complex hydrographic network within the foreland basin. Sedimentological and structural analyses of the Eocene–Early Miocene succession were investigated in 1) Entrevaux/Argens/Peyresq, 2) Barrême/Blieux/Taulanne, and 3) Montmaur/St-Disdier sectors. Combined with the existing structural dataset, we propose a new model that integrates the regional tectonic activity, the palaeo-valley orientation and their dynamics through time. The Eocene–Miocene deposits of these synclines clearly show the association of N–S and E–W palaeo-valley orientation. They display the same dynamics of alluvial fans transgressed by the Nummulitic Sea during the Eocene. This organisation since the Eocene continental deposits (Argens Conglomerates) implies that the creation of the basins is most likely due to the Pyrenean-Provençal phase pre-dating the Alpine compression. The systematic presence of early NE–SW- to N–S-oriented strike-slip and extensional faults in the palaeo-valleys suggests that these structures were responsible for the formation of the initial basins. The vertical offset of the strike-slip faults induced sufficient accommodation space for the Cenozoic sedimentation. Synchronously to the E–W

folding trend, these structures participated to the creation of the initial geometry of the hydrographic network in the early Alpine Chain history. In this model, a part of the old strike-slip structures represented zones of weakness overprint by the westward Alpine shortening that induced the formation of the modern piggy-back basins thanks to reverse faults and thrust systems.

INTRODUCTION

The spatial organisation of sedimentary systems in orogens results from the antagonistic action of tectonic movements that create topography, and erosion and deposition that destroy highs and fill lows. In this context, rivers are the more effective tools for erosion and transport in mountain chains and for sedimentation in the foreland basins at the mountain chain periphery (Burbank *et al.*, 1996; Snyder *et al.*, 2000; Carretier & Lucazeau, 2005). The structural organisation and the morphological evolution of river networks at the early stages of foreland basin development are commonly related to erosional mechanisms (linked to climate) and the geometrical properties of the surface (topography, slope and lithology), forming complex drainage networks (Tucker & Bras, 1998; Simpson & Schlunegger, 2003; Castellort & Simpson, 2006; Perron *et al.*, 2012). Analysis of fossil depositional systems, their orientation and their clast composition provide clues to understand the formation and the morphological evolution of mountain belts and their forelands in response to active tectonic events (DeCelles *et al.*, 1987; Burbank *et al.*, 1996; Christophoul *et al.*, 2003; Szulc *et al.*, 2006; Garzanti & Malusa, 2008).

As the majority of recent mountain belts which have preserved the structures of drainage networks related to the earlier stages of their evolution, the Alpine Chain represents an outstanding laboratory to understand and model the geodynamical evolution of mountain chains (Coward & Dietrich, 1989; Dezès *et al.*, 2004; Ford *et al.*, 2006; Handy *et al.*, 2010; Dumont *et al.*, 2012). The present Western Alps landscape results of two compressional tectonic phases: the N-S Pyrenean-Provençal phase that took place during latest Cretaceous to Eocene time (Lemoine, 1972), followed by the W- to SW-directed Alpine compression starting in the Early Oligocene (Lemoine, 1972; Siddans, 1979; Dezès *et al.*, 2004; Ceriani & Schmid, 2004). The superimposition of these two compressional directions formed a complex network of faults and folds in the South Alpine Foreland Basin (SAFB) of France (Fig. 1). In this area the E-W-oriented structures are classically related to the Pyrenean-Provençal phase whereas the N-S and NW-SE structures are attributed to the Alpine phase. Authors who

inferred N-S-oriented Pyrenean-Provençal structures suggested the role of strike-slip movements in the SAFB during the Eocene compression (Ricou & Siddans, 1986). However, the Early Oligocene Alpine phase can have reactivated older structures and/or localised the deformation on these structures so that differentiation between the structures related to the Pyrenean-Provençal phase and those related to the Alpine phase is very difficult to make. Therefore, no comprehensive model was proposed to understand the role of these N-S-oriented Pyrenean-Provençal structures in the present morphology of the SAFB.

During the Eocene–Miocene, syntectonic sedimentation occurred contemporaneously with the folding in piggy-back basins at the top of the Provençal Thrust Sheet (Fig. 1; Dewey *et al.*, 1973; Siddans, 1979; Lemoine *et al.*, 1986; de Graciansky *et al.*, 1989; Evans & Mange-Rajetzky, 1991; Lickorish & Ford, 1998). The spatial and temporal evolution of Eocene sediments was interpreted as recording the tectonic activity due to the Alpine Chain formation (Evans & Mange-Rajetzky, 1991; Sinclair, 1997; Ford *et al.*, 1999; Callec, 2001; Sissingh, 2001). The Early Oligocene and Early Miocene sedimentation in the remnant basins contains exotic clasts from the inner zone of the Alps (Evans & Mange-Rajetzky, 1991; Meckel *et al.*, 1996; Schwartz *et al.*, 2012) whose massifs were exhumed during the progression of the orogenic wedge (Ford *et al.*, 2006; Simon-Labric *et al.*, 2009; Dumont *et al.*, 2012). Despite the continuous deformation of the basin during the Alpine compression, palaeo-valleys inherited from the Pyrenean-Provençal phase are preserved in these remnant basins (Grosjean *et al.*, 2012). Analysis of the sedimentary succession recorded in these basins leads to the identification of the upstream–downstream polarity of deposition, the orientation of the palaeo-current in the palaeo-valleys and thus the location of the palaeo-topographies.

This study aims to determine the spatial organisation of the Eocene to lowermost Miocene sediments (~45–20 Ma; Gradstein *et al.*, 2012) that filled three sectors located at the external part of the SAFB of France. From SE to NW these are: 1) Entrevaux/Argens/Peyresq, 2) Barrême/Blieux/Taulanne, and 3) Montmaur/St-Disdier (Fig. 1). For these sectors whose kilometre scale geometry corresponds to synclines, the identification and the orientation of deposition as well as the geometrical relationship between the Cenozoic sediments and the pre-structured Mesozoic landscape allows the discrimination between the Pyrenean-Provençal inherited structures from those strictly related to the Alpine phase. Combined with the existing structural dataset, we propose a new model that integrates the regional tectonic activity, the palaeo-topography location and their evolution through time. The aim of this

work is to highlight the role of the Pyrenean-Provençal heritage in the morphological development of the Western Alps.

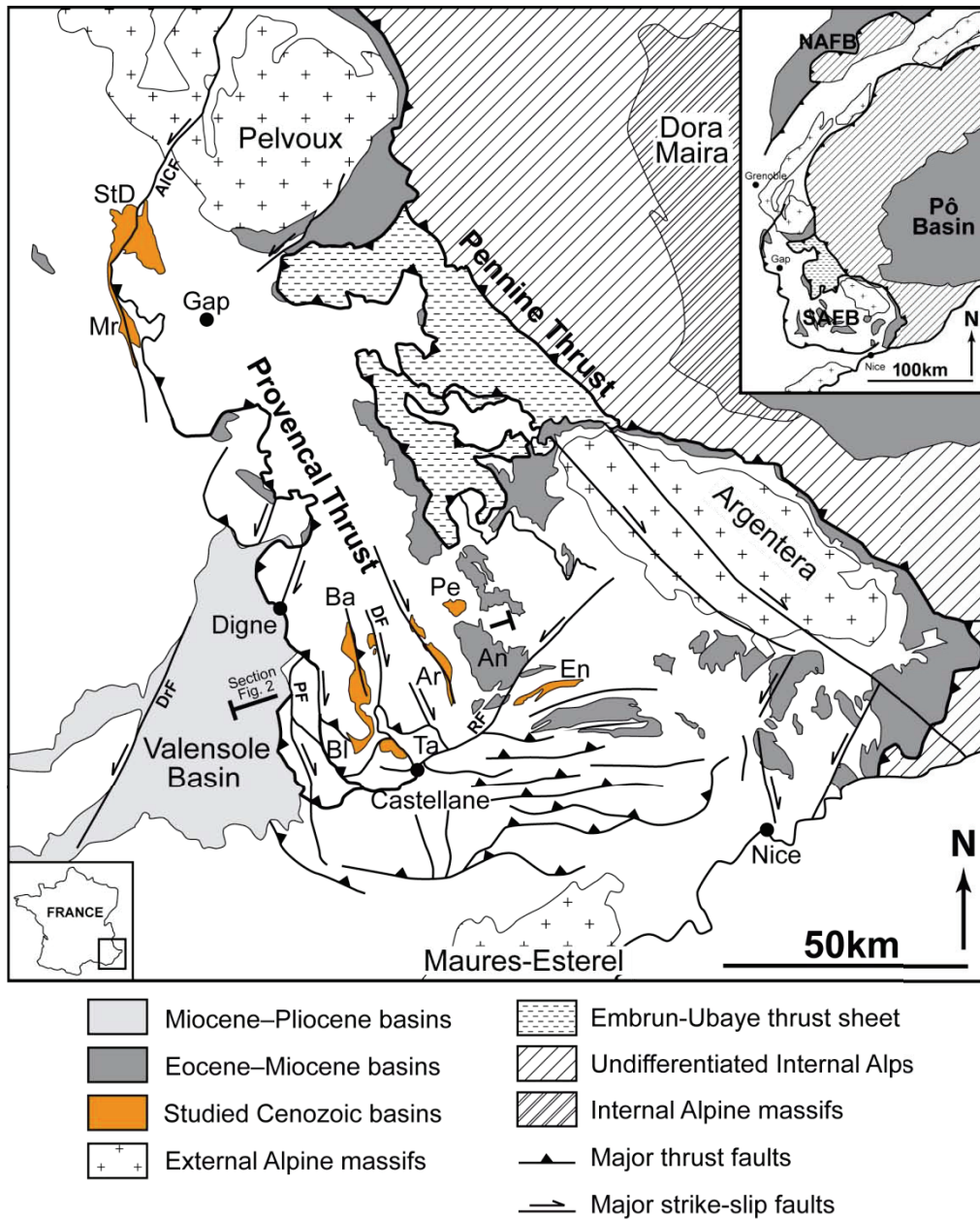


Fig. 1. Simplified geological map of the SE of France showing the Cenozoic foreland basin deposits and the principal structures of the South Alpine Foreland Basin of France (modified from Ford et al., 1999). Structural data are from Gidon et al., 1971; Kerkhove & Roux, 1976; Campredon et al., 1980a; Gidon et al., 1980a; de Graciansky et al., 1981 and Sanchez et al., 2010. Abbreviations: AICF, Aspre-lès-Corps Fault; An, Annot; Ar, Argens; Ba, Barrême; Bl, Blioux; DF, Defend Fault; DrF, Durance Fault; Mr, Montmaur; Pe, Peyresq; PF, Poil Fault; RF, Rouaine Fault; StD, St-Disdier; Ta, Taulanne. The abbreviations NAFB and SAFB indicate the North Alpine Foreland Basin and the South Alpine Foreland Basin respectively.

GEOLOGICAL AND STRATIGRAPHICAL SETTINGS

The early Alpine orogen resulted from the collision between the European continental margin and the Adriatic microplate during the Early Cenozoic (Dewey *et al.*, 1973; Rehault *et al.*, 1985; Allen *et al.*, 1986; Allen *et al.*, 1991; Schmid & Kissling, 2000). The anticlockwise rotation and the northward convergence of the Adriatic microplate is attributed to the Pyrenean-Provençal phase that led to the closure of the Piemont Ocean, to the inversion of Tethyan normal faults (de Graciansky *et al.*, 1989; Dezès *et al.*, 2004; de Graciansky *et al.*, 2010; Handy *et al.*, 2010) and to the folding of the Mesozoic strata with overall E–W fold axes. A latest Eocene–earliest Oligocene transitional period (Alpine shortening event D2 of Dumont *et al.*, 2012) between the Pyrenean northward and the Alpine westward shortenings is now well constrained (Schmid & Kissling, 2000; Dezès *et al.*, 2004; Dumont *et al.*, 2012). The main result of these studies is that N- to NW-directed displacements are recorded during the Late Eocene from the south (Maritime Alps; Stanley, 1980; Tempier, 1987) to the north (Pelvoux massif; Dumont *et al.*, 2011 and references therein) of the SAFB of France. The westward movement of the Alpine phase is recorded in the Western Alps by the Pennine Thrust activation and the emplacement of the Embrun-Ubaye nappes in the Early Oligocene (32–30 Ma, Ford *et al.*, 2006; Simon-Labric *et al.*, 2009; Dumont *et al.*, 2011). In the external part of the SAFB, decollements localised within the Triassic evaporites (Siddans, 1979; Fry, 1989; Lickorish & Ford, 1998) help transferring westward the Alpine shortening along the Provençal Thrust. Shortening and folding created piggy-back basins located above or in front of the Provençal Thrust Sheet (Figs 1 and 2; Dewey *et al.*, 1973; Siddans, 1979; Lemoine *et al.*, 1986; de Graciansky *et al.*, 1989; Evans & Mange-Rajetzky, 1991).

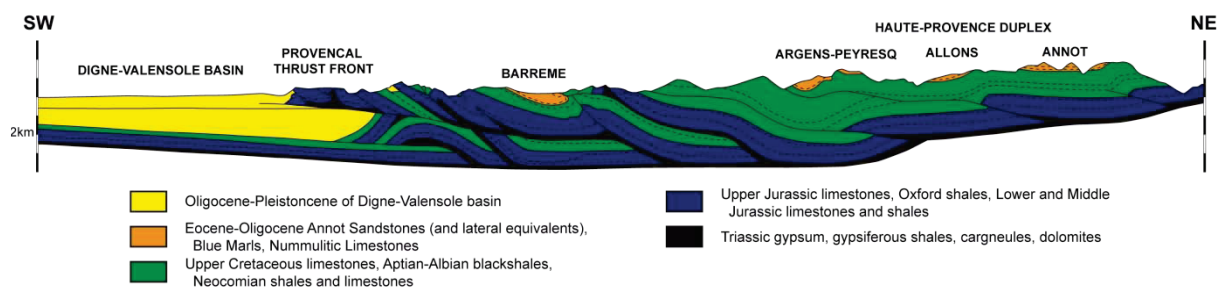


Fig. 2. Cross-section through the Provençal thrust belt (modified from Evans & Elliott, 1999; for location see Fig. 1) showing the location of the Barrême, Argens and Peyresq piggy-back basins at the top of the Provençal Thrust Sheet in the external part of the SAFB.

The Eocene–Miocene deposits in all remnant basins (Fig. 1) correspond to formations that often have a restricted repartition in one or two synclines. These lithostratigraphic formations are here grouped in five depositional units that succeeded in time (Fig. 3). Unit 1 corresponds to the continental and brackish ante-Nummulitic deposits of the Palaeocene–Lower Eocene (Bodelle & Campredon, 1968; Varrone & Clari, 2003). These deposits mainly accumulated in alluvial environments that filled topographical lows (Callec, 2001; Grosjean *et al.*, 2012). Unit 2 relates to the marine transgressive Nummulitic deposits (Eocene–Lower Oligocene). The subduction of the European plate under the Adriatic microplate induced the flexural subsidence of the lithosphere and the transgression of the Nummulitic Sea across the foreland basin. The marine facies evolved from platform limestones that record the progressive NW backstepping of the shoreline (Bodelle, 1971; Lemoine, 1972; Campredon, 1977; Pairis *et al.*, 1986; Ford *et al.*, 1999) to hemipelagic marls and turbiditic sandstones. This sedimentary succession corresponds to the Nummulitic Trilogy of Boussac (1912). Unit 3 is represented by a regressive succession (Grosjean *et al.*, 2012) that records the first Alpine clast influx during the marine to continental transition (Early Oligocene) (de Graciansky *et al.*, 1971; Evans & Mange-Rajetzky, 1991; Meckel *et al.*, 1996; Cordey *et al.*, 2012; Schwartz *et al.*, 2012). Unit 4 is constituted by the lower part of the molassic series mainly deposited during the Late Oligocene. They characteristically deposited in alluvial to fluvial environments (de Graciansky *et al.*, 1982). During the earliest Miocene, the upper part of the studied molassic series (Unit 5) records a renewal of Alpine clast contribution in fluvial dominated environments (Gidon, 1971; Gidon *et al.*, 1980b; de Graciansky *et al.*, 1982; Evans & Mange-Rajetzky, 1991; Meckel *et al.*, 1996; Schwartz *et al.*, 2012).

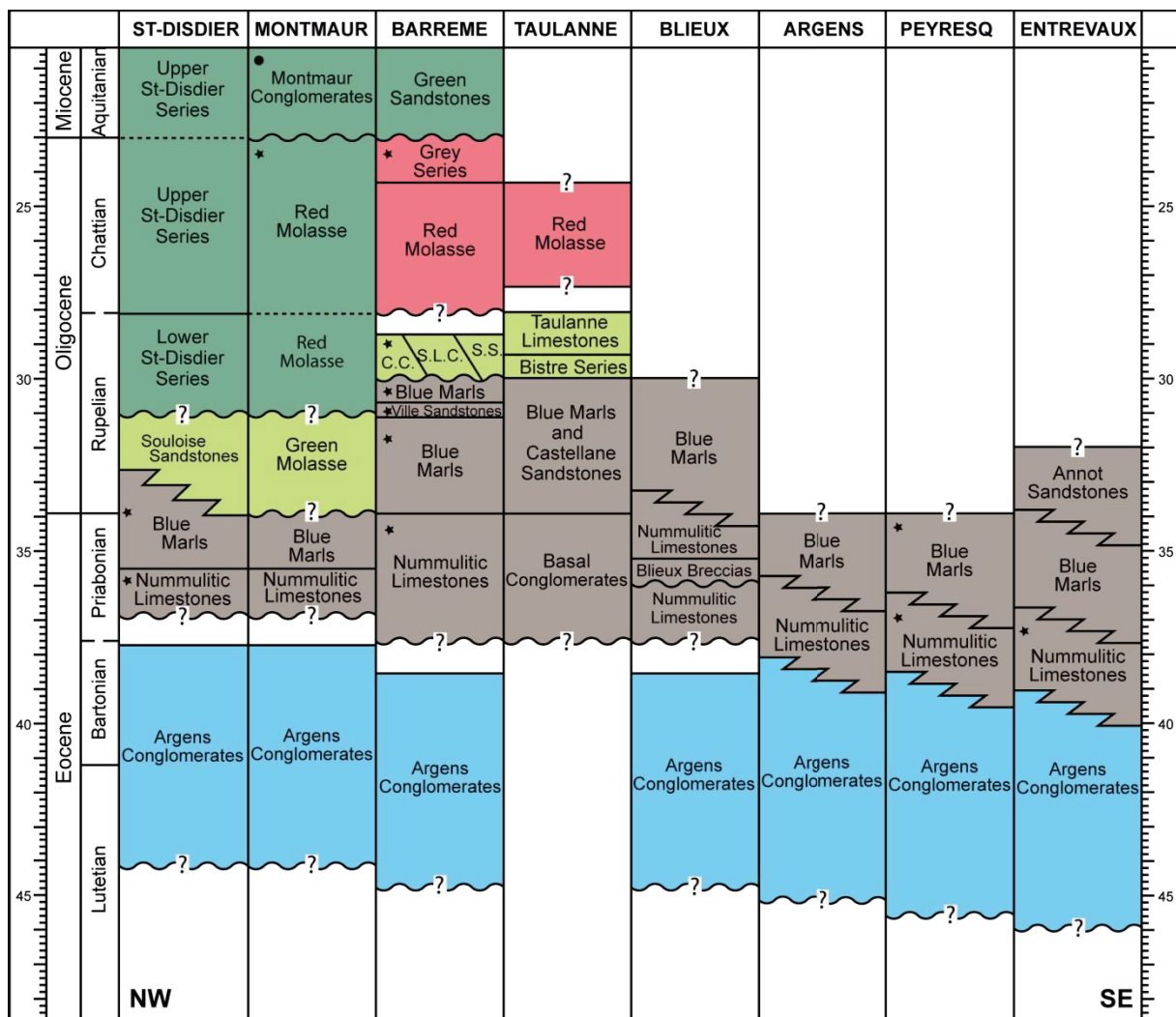


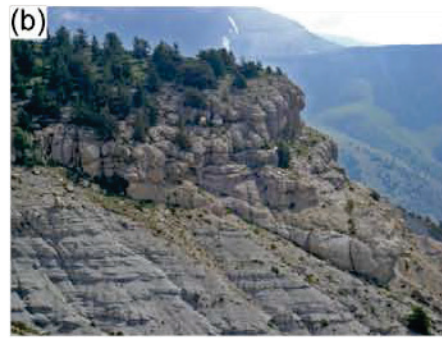
Fig. 3. Chronostratigraphic chart of the eight studied basins. The ages are from Gradstein et al. (2012). The biostratigraphic data are (1) from Blondeau & Campredon (1965); Campredon et al. (1980b); Ford et al. (1999); Callec (2001) and Evans et al. (2004) for the Entrevaux/Peyresq/Argens sectors; (2) from Bodelle (1971); Carbonnel et al. (1972); Gitton (1978); Kerkhove & Roux (1978b); de Graciansky et al. (1982) and Callec (2001) for the Barrême/Blieux/Taulanne sectors and; (3) from Gidon et al. (1980b); Pairis et al. (1984); Fabre et al. (1986); Pairis (1988) and Meckel et al. (1996) for the Montmaur/St-Disdier sectors. Biostratigraphic data (benthic and planktonic foraminifera, calcareous nannofossils, mammalia, charophyta) are marked with a star. A recent fission track thermochronological age on detrital apatites measured by Jourdan (2012) is marked with a black dot in Montmaur. In absence of precise datation, the base or top of the formations are shown with a question mark. Abbreviations: C.C., Clumanc Conglomerates; S.L.C., St-Lions Conglomerates; S.S., Senez Sandstones.

METHODS

Based on field data, this study mainly applied a sedimentological approach to identify and characterise the five depositional units in each syncline. Different depositional structures were described. These are: 1) onlap of Cenozoic sediments on the Mesozoic substrate; 2) clinoforms of beach progradation; 3) lateral accretion in channel; and 4) cross-bedded and oblique structures of hydraulic dune or braid-bar migration. Moreover, palaeo-current directions were determined using pebble imbrications due to wave breaking on beaches in marine environments or to river flows in continental settings. Associated to these direction criteria, facies distribution and their lateral and vertical variations in various continental and marine depositional environments allowed to determine the proximal–distal orientation of these environments and to interpret their evolution in space and time. These sedimentary features are illustrated in Figures 4 and 5.

Two approaches have been developed for the structural study: 1) a summary of the published structural data obtained in the SAFB, 2) a microstructural study in the Barrême syncline that consists to measure fault planes and their striations in the different lithological units in order to determine the kinematics of the movements recorded in the syncline through time.

Fig. 4. Examples of sedimentary features used to discriminate the five depositional units and to determine the palaeo-flow direction of the deposits in the studied basins (for location see Fig. 1). (a) Entrevaux syncline, Unit 1. Levels of different clast size of sheet deposits. The pebbles are imbricated and dip to the SW testifying for a SW–NE-directed palaeo-flow. (b) Peyresq syncline. Angular discontinuity between the Mesozoic substrate and Unit 1. (c) Peyresq syncline, Unit 2. Pebble imbrication in beach berm illustrating a SE–NW breaking-wave direction. (d) Argens syncline, Unit 1. Amalgamated, disorganised and not sorted breccias of debris flow. (e) Argens syncline, Unit 1. Marl-limestone alternations containing bioclastic and coal layers characteristic of a flood delta plain. (f) Barrême syncline, Unit 2. Current ripple in the Ville Sandstones indicating a S–N current direction.



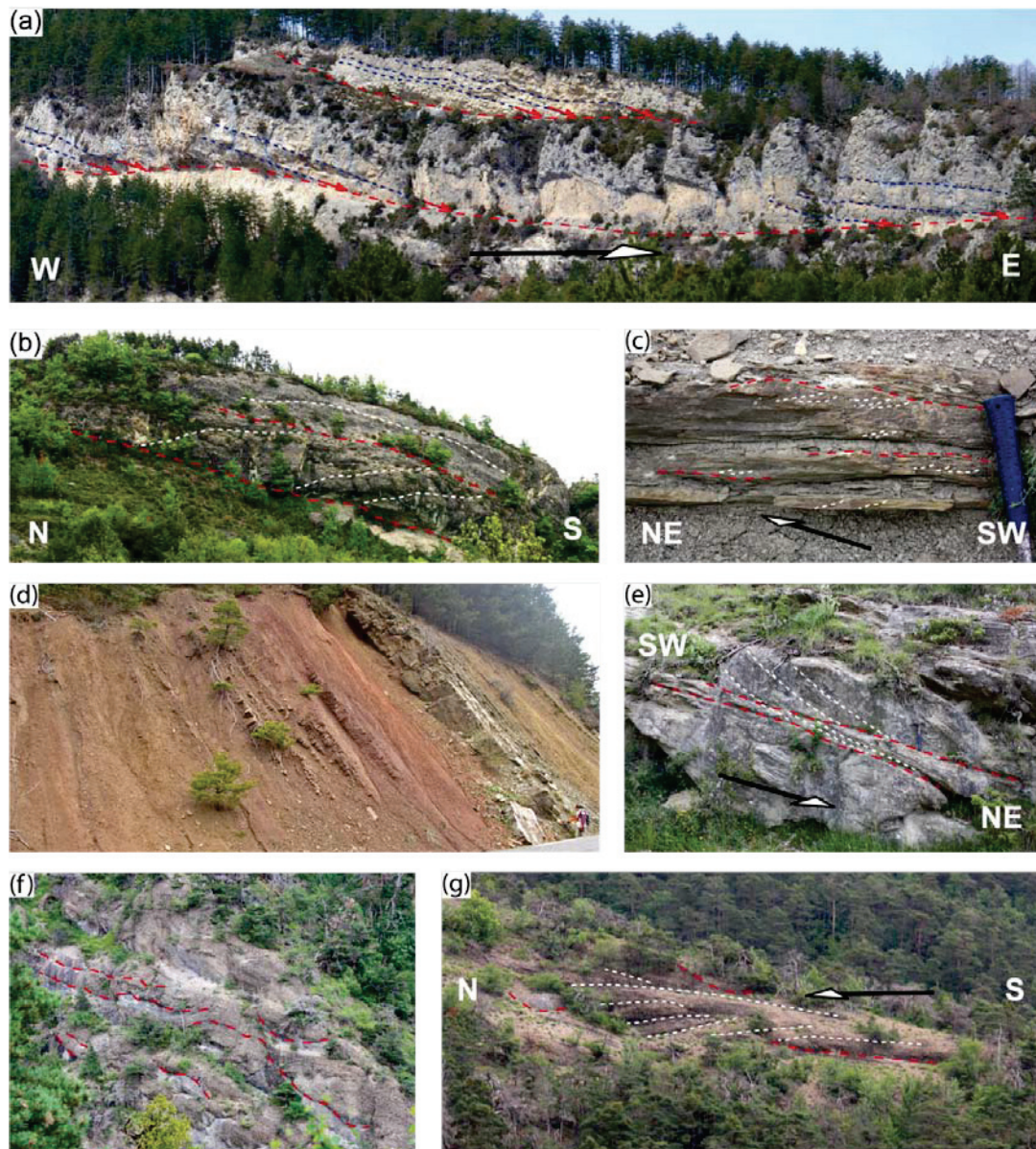


Fig. 5. Examples of sedimentary features used to discriminate the five depositional units and to determine the palaeo-flow direction of the deposits in the studied basins (for location see Fig. 1). (a) Taulanne syncline, Unit 2. Oblique structures of eastward clinoform progradation in beach complex. (b) Blieux syncline, Unit 2. Fluvial channels showing oblique structures of lateral accretion. (c) St-Disdier syncline, Unit 3. Thickening-up thin-bedded sandstones of crevasse splay deposits. Ripple stratifications give a SW-NE palaeo-flow direction. (d) Montmaur syncline, Unit 5A. Fine-grained sandstones of braid-bar and crevasse splay deposits intercalated in red clays. (e) St-Disdier syncline, Unit 5A. Oblique structures and reactivation surface in braid-bar prograding to the NE. (f) Montmaur syncline, Unit 5B. Characteristic amalgamated conglomerates that commonly display erosive bases. (g) Montmaur syncline, Unit 5B. Locally, oblique structures of braid-bar are seen and highlight a S-N progradation direction.

SEDIMENTOLOGICAL DATA

The sedimentological data are here grouped according to the depositional dynamics recorded by the different environments in the studied basins.

Entrevaux, Peyresq and Argens synclines

The Entrevaux, Peyresq and Argens synclines (for location see Fig. 1) display a comparable sedimentary evolution (Fig. 6), and are characterised by the gradual transition from a local alluvial fan systems (Unit 1) to the marine sediments of the Nummulitic limestones and marlstones (Unit 2).

The Entrevaux basin is located in the southern part of the SAFB. Figure 6a represents the western part of the syncline, where the continental to marine transition is recorded. Unit 1 (Argens Conglomerates) is unconformably deposited on the Upper Cretaceous substrate (Turonian, Coniacian or Santonian; Campredon *et al.*, 1980a). The facies is mainly composed of plurimetric brecciated and conglomeratic accumulations possibly deposited by debris flows on short distances (Blair & McPherson, 1994). Eastward, the well-rounded pebbles are sorted locally forming levels of different clast size (Fig. 4a), likely corresponding to sheet deposits. The Upper Cretaceous clasts that composed these deposits are from local high topographies. The conglomerates rarely fill channels. However, pebble imbrication underlines a north-eastward palaeo-flow direction (Fig. 4a). The continental-marine transition is recorded by the presence of levels (dm- to m-thick) of pebbles bioperforated by *Lithophaga* and intercalated with the Nummulitic limestones, suggesting beach environment for the deposition of these conglomerates (storm beach berms; Massari & Parea, 1988). These conglomerates are clast-supported in a calcarenitic matrix rich in bioclasts (*Nummulites*, bivalves, gastropods, corals). The pebbles are mainly imbricated to the NE likely due to a south-westward wave breaking action. The location of the open sea to the NE is also supported by the lateral evolution of the marine facies (Unit 2) from massive (~20 m-thick) bioclastic calcarenites rich in *Nummulites* to fine-grained marly limestones and finally to the characteristic hemipelagic marls of the Blue Marl Formation.

The depositional scheme is the same in the Peyresq syncline (Fig. 6b). As in Entrevaux, the first Cenozoic sediments are unconformably deposited on the Turonian–Coniacian substrate (Campredon *et al.*, 1980a; Fig. 4b). The conglomerates are characterised by units of amalgamated metric beds that present erosive bases and sometimes structures in lateral accretion interpreted as being channels belonging to an alluvial fan system. These conglomeratic channels are intercalated with carbonate mud levels that likely result in the

powdering of the chalky Upper Cretaceous rocks. These conglomerates are composed of Upper Cretaceous pebbles that indicate a NE–SW current direction and, possibly come from adjacent topographies. The clasts are remobilised by the sea during the transgression in levels of well sorted and bioperforated pebbles that are imbricated and dip either to the SE or to the SW (Fig. 4c), forming beach berms and shingle bars. The bioclastic and lithoclastic Nummulitic limestones successively onlap toward the north on the Mesozoic substrate corresponding to a basal ravinement surface (Fig. 6b). At the foot of the onlaps, pebbles are reworked in oblique geometries that likely result from a southward progradational accretion of the beach.

Unit 1 in Argens syncline represents the most complete alluvial system of these three synclines (Fig. 6c) and exhibit different sedimentary characteristics. At the extreme north of the syncline, the thick disorganised and not sorted breccias and conglomerates (Fig. 4d) record classical high-energy events such as debris flows and sheet flows (Ridgway & DeCelles, 1993; Vincent & Elliott, 1997). Southward, the conglomerates are clast-supported and form isolated channelized bodies in clay-rich deposits (Fig. 6c). The imbricated pebbles dip either to the NW or to the NE attesting for a mainly N–S palaeo-flow. The channels become more scarce to the SE where are observed marl-limestone alternations (Fig. 6c) that contain coal layers and some levels with abundant gastropod, bivalve and coral clasts (Fig. 4e). This bioclastic association suggests a brackish floodplain/deltaplain environment of a distal alluvial fan. The transgression of the Nummulitic Sea is identified in the Argens basin by different features: (1) intercalations of calcarenites rich both in bioclasts (bivalves, gastropods, *Nummulites*, *Miliolidae*, corals) and in HCS characteristic of shoreface environments (McCubbin, 1982); and (2) conglomeratic beach berms (Fig. 6c) dipping to the SE. The imbrication of bioperforated pebbles underlines a NW breaking wave direction.

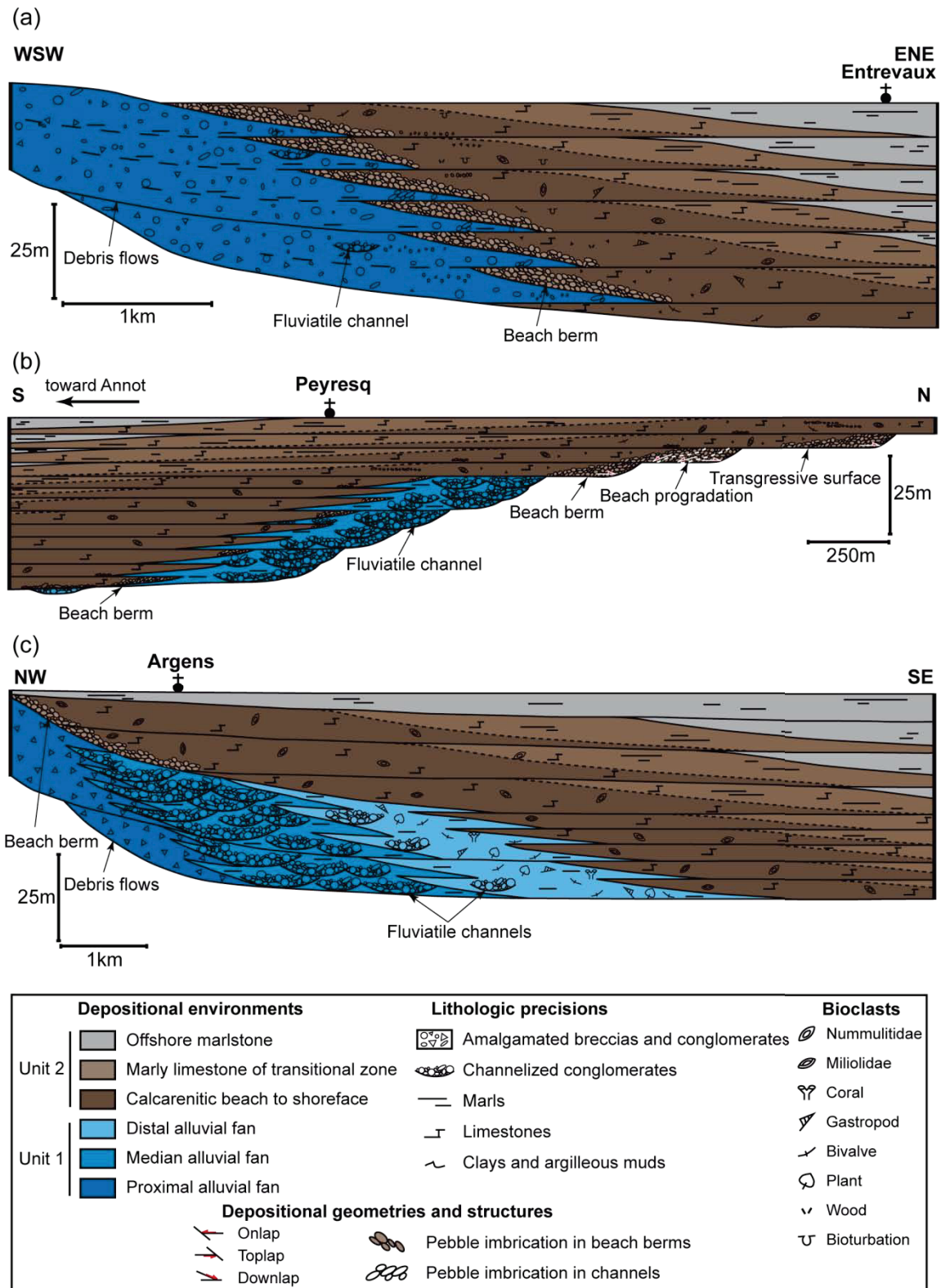


Fig. 6. Sedimentary characteristics and depositional structures of the Nummulitic succession observed in the (a) Entrevaux, (b) Peyresq; and (c) Argens synclines. The geometries and the lateral facies evolution emphasize pre-existing palaeo-valleys progressively filled by Unit 1 and Unit 2. Based on palaeo-flow indicators, palaeo-valley orientations are identified as being: (a) WSW–ENE for Entrevaux, (b) N–S for Peyresq; and (c) NW–SE for Argens.

Barrême syncline

The Cenozoic succession in the Barrême syncline is the most complete, because recording Units 1 to 5 (Fig. 3) that outcrop in an overall N-S orientation (de Graciansky *et al.*, 1981). The sedimentary characteristics and the depositional conditions of the different formations that fill the Barrême syncline are already well described in the literature (Bodelle, 1971; Sinclair *et al.*, 1998; Evans & Elliott, 1999; Callec, 2001; Grosjean *et al.*, 2012). Combined with our results, these data provide an orientation of the depositional environments in space and time. The Argens Conglomerates (Unit 1) are unconformably deposited on the Mesozoic substrate (Coniacian–Turonian; de Graciansky *et al.*, 1981) in the eastern flank of the syncline. These brecciated and conglomeratic continental deposits are mainly constituted by Upper Cretaceous limestone pebbles coming from local source areas. The association of pebble imbrications, tool-casts, as well as proximal–distal facies variations recorded by the Argens Conglomerates allows the identification of a northward-flowing alluvial fan system (Fig. 7; Grosjean *et al.*, 2012). Unit 2 unconformably overlies the Mesozoic substrate with an angular discontinuity. The Nummulitic Limestones of carbonate ramp are followed by the thick hemipelagic Blue Marls (about 250 m) recording the progressive deepening of the depositional conditions. Intercalated in the marls, 50 m of sandstones so-called Ville Sandstones form turbiditic lobes. Sedimentary features such as current ripples (Fig. 4f) and tool-casts record a northward palaeo-flow (Fig. 7; Evans & Elliott, 1999; Callec, 2001), supported by the sediment supply from reworked Permo–Triassic cover of the Maures-Esterel Massif (Fig. 1; Evans & Mange-Rajetzky, 1991; Evans *et al.*, 2004). The top of the marine succession (Unit 3) in Barrême is represented by the terrigenous deposits of the Clumanc Conglomerates, the St-Lions Conglomerates and the Senez Sandstones. The three formations record different depositional environments that are: fan delta, Gilbert delta and beach to shoreface respectively (Bodelle, 1971; Evans, 1987; Evans & Elliott, 1999; Callec, 2001). These deposits are connected in a general southward depositional system that prograded during the regression of the Nummulitic Sea (Grosjean *et al.*, 2012). This north-to-south palaeo-flow (Fig. 7) is supported by pebble imbrications, tool-casts and clinoform progradation. These depositional features are in agreement with a supply of pebbles (serpentinite, blueschist and radiolarites) from the inner part of the Alps (Morag *et al.*, 2008; Cordey *et al.*, 2012; Schwartz *et al.*, 2012), and by andesitic and high-pressure minerals in the sandy matrix (Chauveau & Lemoine, 1961; Evans & Mange-Rajetzky, 1991). The lower part of the molassic series (Unit 4, Fig. 3) overlies the Unit 3 with an angular unconformity

indicating a phase of tectonic and erosive activity before their deposition (Chauveau & Lemoine, 1961). The lateral facies variation in the Red Molasse Formation, from amalgamated conglomeratic channels filled by debris flow deposits (Grosjean *et al.*, 2012) to fine sediments of sandstones and red clays, commonly associated to nodular and coal horizons (de Graciansky *et al.*, 1982), evidences a general alluvial system that prograded from south (proximal fan) to north (distal fan) (Fig. 7). These deposits are followed by rare conglomeratic and sandy layers, associated with bioclastic shallow lacustrine limestones (Grey Series) that locally integrate abundant debris of plants and mammal fauna (Carbonnel *et al.*, 1972). The vertical facies succession of the Red Molasse and the Grey Series suggests a progressive flattening of the basin likely due to the general filling cycle from terrigenous alluvial to lacustrine dominated environments. Finally, the Cenozoic series ends with the Green Sandstones (Unit 5) outcropping only in the central part of the syncline (Fig. 7; de Graciansky *et al.*, 1981). This formation is characterised by channelized sandstones intercalated in fine grained sediments (mudstones, siltstones, nodular limestones) suggesting an alluvial to fluvial depositional environment (Evans & Elliott, 1999). Cross-stratifications in the channels indicate a southward direction of the palaeo-flow (Fig. 7; de Graciansky *et al.*, 1982; Evans & Elliott, 1999), also evidenced by the occurrence of heavy minerals and serpentinites clasts coming from the inner Alps (Evans & Mange-Rajetzky, 1991; Schwartz *et al.*, 2012).

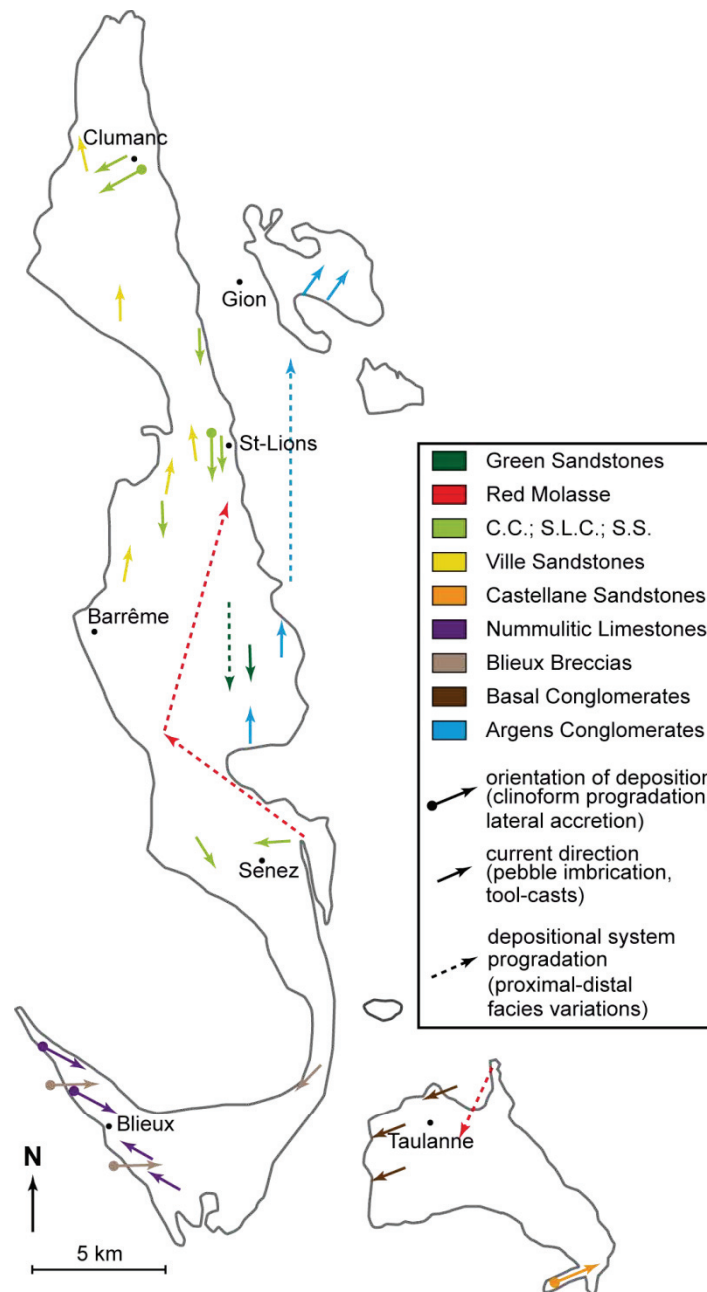


Fig. 7. Synthesis of the current directions and the orientation of deposition observed in the sedimentary series of the Barrême, Blieux and Taulanne synclines (modified from Grosjean et al., 2012). Complementary data are from de Graciansky et al. (1982); Evans & Elliott (1999) and Callec (2001) for the Argens Conglomerates, the Ville Sandstones, the Senez Sandstones and the Green Sandstones.

Taulanne syncline

In the Taulanne syncline, the Cenozoic deposits are composed of Units 2, 3 and 4 (Figs 3 and 8). Unit 1 was mentioned by Bodelle (1971) as conglomerates associated with lacustrine limestones, but no outcrop was found in this sector. Here, the sedimentary succession is

different than in the other basins. This series has been already described by Grosjean *et al.* (2012). Using low-angle metre-scale cross bedding stratifications and pebble imbrications, these authors interpreted the Basal Conglomerates as being deposited in beach environment with a wave breaking current in the syncline having a NE to SW direction (Figs 7 and 8). These conglomerates are absent to the south and are replaced by two massive units of calcareous sandstones that onlap the Valanginian substrate (Kerckhove & Roux, 1978a). These sandstones display plurimetric clinofolds that dip to the east (Fig. 5a) interpreted as resulting from the eastward progradation of a beach complex (Grosjean *et al.*, 2012). This is in agreement with the eastward evolution of these sandstones that become marlstone-sandstone alternations of a deeper depositional environment. Unit 2 displays vertical evolution from calcareous sandstones (Bistre Series), to bio- and lithoclastic limestones and finally to a facies association that grouped lacustrine and palustrine limestones and clays (Taulanne Limestones; Fig. 8; Grosjean & Pittet, in press). These limestones are connected with the southward terrigenous system of the Barrême basin (Clumanc Conglomerates, St-Lions Conglomerates, Senez Sandstones; Fig. 3) wherein the Bistre Series and the Taulanne Limestones record the final stage of a forced regression (Grosjean *et al.*, 2012). In the northern part of the syncline, the Red Molasse Formation consists in dm- to m-thick conglomeratic units intercalated in clay-rich deposits. The conglomerates are composed of unsorted and sub-angular Upper Cretaceous clasts, and were possibly deposited by debris flows in a proximal alluvial fan setting. To the south, the deposits are represented by lacustrine limestones intercalated with red clays of floodplain, suggesting a flattening of the topography in the distal part of the alluvial fan (Figs 7 and 8)

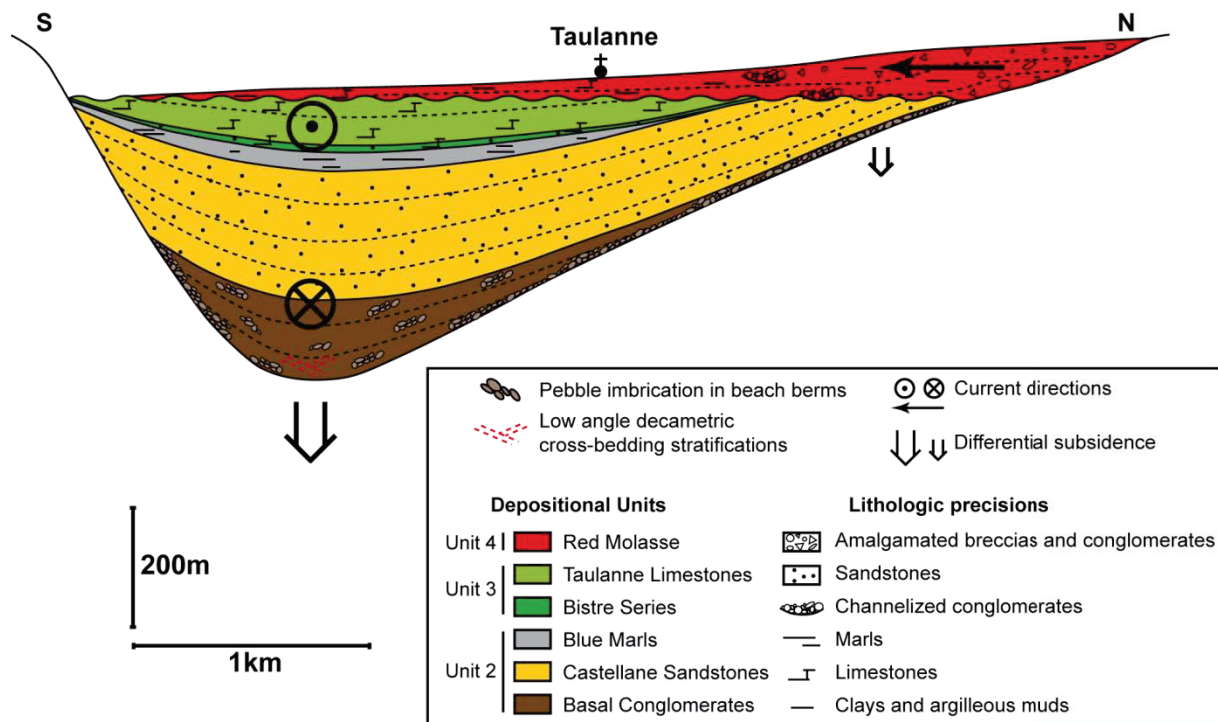


Fig. 8. Main sedimentary characteristics and depositional structures of the Nummulitic succession observed in the Taulanne syncline. It allows the identification of a pre-structured palaeo-valley mainly E-W-oriented.

Blieux syncline

The depositional succession in the Blieux syncline only records the base of the Cenozoic succession (Units 1 and 2) that is successively unconformably deposited on the Mesozoic substrate (Albian marls to Cenomanian limestones; Kerckhove & Roux, 1978a). The Nummulitic limestones are successively deposited in onlap toward the NW, either on the Mesozoic substrate or on the Blieux Breccias (Fig. 9). From south-to-north of the syncline the Nummulitic limestones display different facies. These are (1) conglomerates of beach berm where the pebble imbrications dip to the SE, (2) a fringing coral bioherm, and (3) bioclastic limestones rich in benthic foraminifera, bivalves, corals, red algae and bryozoans. These limestone units exhibit oblique geometries corresponding to beach progradational accretion (Fig. 9; Grosjean *et al.*, 2012). The proportion in marls increases to the SE recording the progressive deepening of the depositional environment, in agreement with the southward progradation of the beach complex (Fig. 7). The Blieux Breccias (~20m-thick) consist in clast-supported breccias of Upper Cretaceous limestones in a fine matrix resulting from the powdering of the same chalky rocks. The pebbles are angular and not sorted, suggesting a short transport distance from the source area. The units of breccias exhibit different structures

along the syncline, such as structures in lateral accretions dipping either to the north or to the south (Fig. 5b), identifying as being deposited in E–W-oriented fluvial channels (Fig. 7; Grosjean *et al.*, 2012).

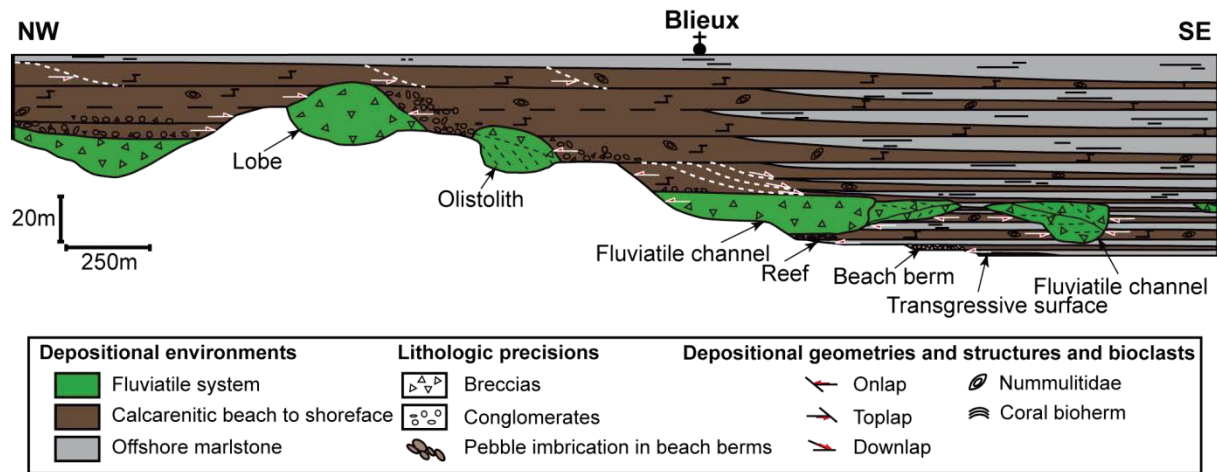


Fig. 9. Sedimentary characteristics of the Nummulitic succession observed in the Blieux syncline. The depositional geometries and the lateral facies evolution permit to identify the NW–SE orientation of a pre-existing palaeotopography, interpreted as being a palaeo-valley (modified from Grosjean *et al.*, 2012).

Montmaur/St-Disdier synclines

Despite important lateral facies variations, the Cenozoic series of these two synclines are here presented together because belonging to the same depositional systems. As in the Barrême syncline, the sedimentary succession is from the Lower Eocene to the Lower Miocene (Fig. 3) in an overall N–S orientation (Gidon *et al.*, 1971; 1980a). However, Unit 4 is absent in Montmaur and St-Disdier synclines. Unit 1 (Argens Conglomerates) locally outcrops along the synclines and display different sedimentological features from one sector to the other. In St-Disdier (north; Figs 1 and 10a), Unit 1 displays the characteristic facies of amalgamated breccias and conglomerates deposited by debris flows in a proximal alluvial fan (Ridgway & DeCelles, 1993; Meckel *et al.*, 1996). In contrast, this formation presents in the south (Montmaur; Figs 1 and 10a) a vertical succession from conglomerates and well-sorted quartzarenites with carbonate cements to lacustrine limestones interbedded with red clays likely deposited in a distal alluvial system. Despite their N–S orientation, no evidence for connection between these systems has been found, and the recorded facies could belong to two distinct alluvial fans. The base of Unit 2 unconformably overlies either the Mesozoic substrate (Senonian limestones; Gidon *et al.*, 1971) or Unit 1. This unit records a progressive

facies evolution from bioclastic calcarenites to marly limestones (Nummulitic Limestones) that vertically evolve to marl deposits (Blue Marls). As in the Barrême basin, Unit 3 in Montmaur/St-Disdier contains serpentinite and metamorphic clasts that attest for a first Alpine input (Gidon; 1971; Gidon *et al.*, 1980b; Meckel *et al.*, 1996). The characteristic facies of Unit 3 consists in about 100 m of clay-rich deposits in which metric isolated channelized sandy bodies as well as few tabular sandy beds occur. The sandstones locally exhibit cross-bedding and oblique stratifications that allow the identification of a general northward palaeoflow of a meandering fluvial system. In the north (St-Disdier; Fig. 10a) Unit 3 is composed of thin-bedded, fine-grained sandstones showing a thickening-upward evolution of the beds in plurimetric units. They are interstratified with silty marls. The beds exhibit ripples that give an overall SW–NE current direction (Fig. 5c). These deposits laterally disappear in marly deposits and are interpreted as crevasse splay deposits. Unit 5 is divided into two sub-units, because composed at its base of sandstone beds more or less amalgamated within red clays (Unit 5A; Fig. 10; 50 to 200 m-thick) and at its top of amalgamated conglomerates (Unit 5B; Fig. 10; 30 to 200 m-thick). A part of the detritic components (sands and pebbles) such as serpentinites, radiolarites, basalts and metamorphic fragments is coming from the internal Alps (Gidon, 1971; Meckel *et al.*, 1996). The classical succession of Unit 5A displays at its base coarse sandy to micro-conglomeratic bodies interpreted as amalgamated channels forming 5–7 m-thick units intercalated in red clays. To the top of Unit 5A, the sandstones are fine-grained and the channels are less amalgamated (Fig. 5d), suggesting a more distal depositional environment. The sandstones exhibit cross-bedded stratifications, reactivation surfaces and oblique structures (Fig. 5e) of braid-bar progradation (Fig. 10b; Collinson, 1996; Bridge, 2006 and references therein) that have a main progradation direction to the NE. The sedimentary features recorded by Unit 5A suggests a mixed braided to meandering fluvial system that prograded to the north (Fig. 10a). Unit 5B is well exposed in Montmaur (Fig. 10b) and displays a sharp base that erodes the sedimentary succession from the Mesozoic substrate to Unit 5A. The characteristic facies of Unit 5B consists in thick (~200 m-thick) clast-supported conglomerates deposited in amalgamated channels and braid-bars (Fig. 5f); few sandstones occur. The pebbles are always well-rounded and display an imbrication that dips to the south, likely due to a south-to-north current direction, in agreement with oblique structures of braid-bar progradation (Fig. 5g). This conglomeratic facies is absent in the extreme north (St-Disdier, Fig. 10b), where the 20 m-thick succession is dominated by red clays, channelized and tabular sandstones beds, alternating with nodular limestones (Meckel *et al.*, 1996). These dominantly fine sediments are attributed to a floodplain environment,

where rare meandering channels are observed. As in Unit 5A, the top of the Cenozoic succession in Montmaur/St-Disdier area suggests a flattening of the base-level to the north, in agreement with the evolution from a proximal to a distal fluvial system.

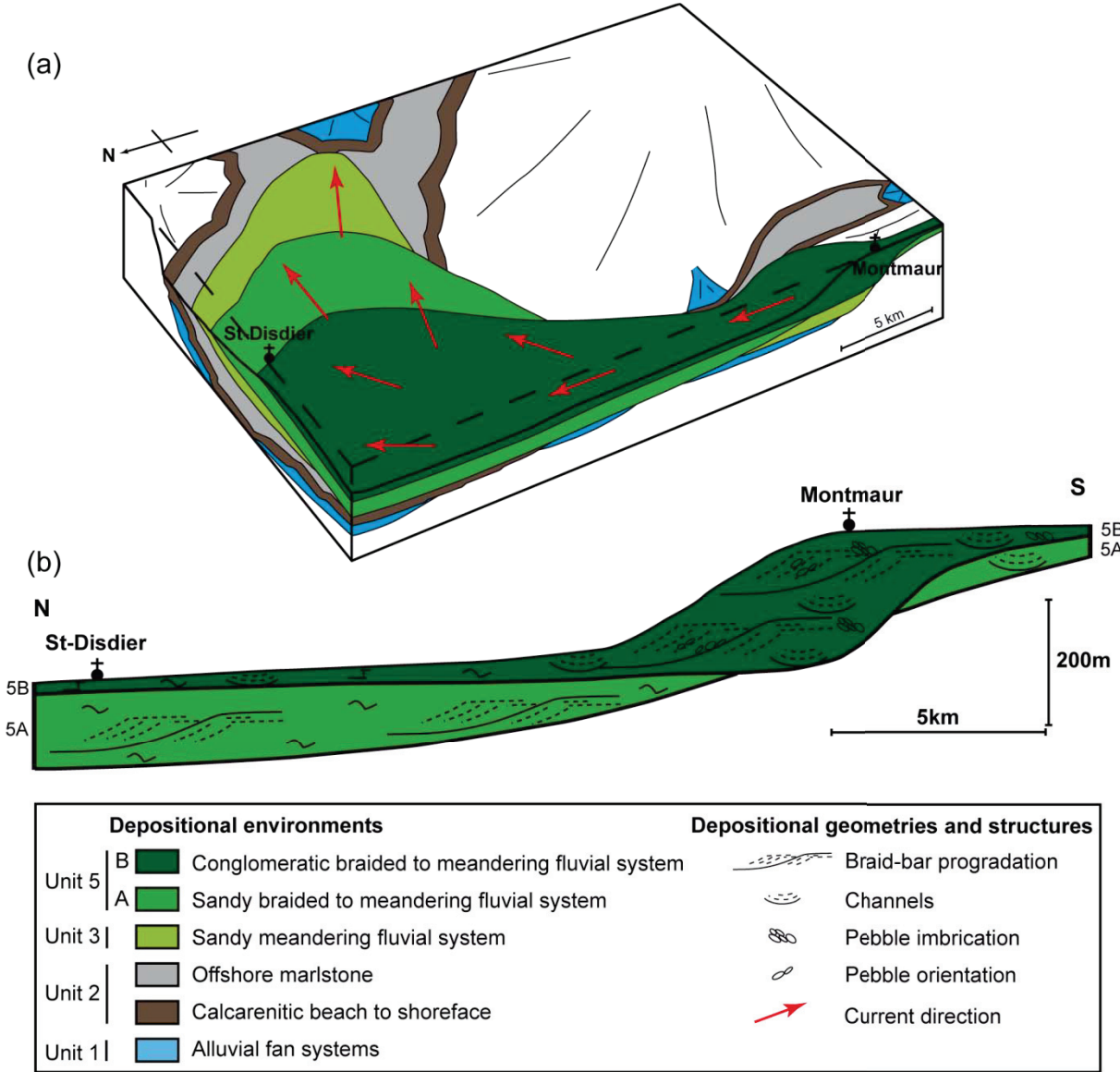


Fig. 10. Main sedimentary characteristics and depositional structures of the Nummulitic succession observed in the Montmaur and St-Disdier synclines. (a) 3D simplified geological map that summarizes the main current direction of Unit 3 and Unit 5. (b) Zoom on the depositional geometry of Units 5A and 5B. The sedimentary structures and the lateral facies evolution testify for the northward progradation of sandy (Unit 5A) and conglomeratic (Unit 5B) braided to meandering fluvial systems.

DEPOSITIONAL HISTORY AND TECTONIC IMPLICATIONS

Palaeo-valleys orientations and their timing

Lateral facies variations, as well as depositional structures and palaeo-flow orientations recorded in the different synclines allow the reconstruction of their geometry and their depositional dynamics. The interpretation of the sedimentary evolution in space and time is crucial for the reconstruction of the foreland basin geometry at the initial stage of the Alpine Chain formation. Sediments are preserved in several basins located either as piggy-back on the top of the Provençal Thrust Sheet or in front of the Provençal Thrust (Figs 1 and 2; Dewey *et al.*, 1973; Siddans, 1979; Lemoine *et al.*, 1986; de Graciansky *et al.*, 1989; Evans & Mange-Rajetzky, 1991).

Our investigations display a complete record of the sedimentary evolution of the Early Eocene–Early Miocene foreland basin history (~45-20 Ma; Fig. 3). The sedimentological features observed in each basin permit to interpret them as ancient valleys displaying identical scheme of local alluvial systems progressively drowned during the Nummulitic transgression. The palaeo-valleys display two distinct orientations: Entrevaux, Taulanne and Blieux basins are E–W-oriented (southeastern part of the foreland basin; Fig. 1); whereas Peyresq, Argens, Barrême, Montmaur and St-Disdier trend N–S (eastern and north-eastern part of the foreland basin; Fig. 1). The variable orientation of these different palaeo-valleys suggests a complex initiation of the foreland basin since the initial stage of subsidence and before the first phase of Cenozoic sedimentation (Grosjean *et al.*, 2012). The formation of the E–W-oriented basins is classically related to the Pyrenean-Provençal tectonic phase (Late Cretaceous to Eocene; Lemoine, 1972; Campredon *et al.*, 1980b). However, the coexistence of these E–W with N–S palaeo-valleys at the same time evidences synchronous evolution that started during the northward Pyrenean-Provençal compression.

Origin of the palaeo-valley orientations

Based on sedimentological criteria, we propose that the N–S orientation of some palaeo-valleys of the SAFB was acquired and sustained since the Early Eocene. The basal unconformity surface, commonly angular, between the Mesozoic substrate and the Argens Conglomerates suggests that a phase of uplift and erosion occurred during the Cretaceous–Eocene period (Lemoine, 1972). These palaeo-valleys are thus not considered as a simple incision area of negative relief, but preferably related to a tectonic event. The general structural schemes of each sector are synthesized in Figure 11 together with the palaeo-valley

orientations. The most striking information that emerges from this figure is the systematic occurrence of mainly N–S to NE–SW-oriented faults parallel to palaeo-valley axes. It suggests that the opening of the basins is directly related to the activity of these faults, especially concerning the N–S-oriented palaeo-valleys.

In this context, the early formation of the basins is contemporaneous with the Pyrenean-Provençal phase in a context of convergence globally oriented N–S to NW–SE. This convergence results in the formation of an orogenic wedge south to the SAFB characterised by E–W-oriented folds and thrusts. Different authors invoked major sinistral-oblique accommodation zone active during the Early Eocene in the western part of the early Alpine orogen (Boudon *et al.*, 1976; Ricou & Siddans, 1986; named Western Arie Transform Zone by Dumont *et al.*, 2012). These regional structural schemes evidence the main local tectonic movements. However, uncertainties about the timing of fault motion can also imply an erroneous age attribution for the basin creation.

In the Argens Conglomerates (Unit 1) of the Barrême syncline (site 1, Fig. 11a), faults with an apparent reverse motion are observed in vertical conglomeratic beds (Fig. 12a). Most of these faults could result from an ESE–WNW compression postdating the beds steeping (Fig. 12b). However, variation of the conglomerate beds thickness along the faults (Fig. 12a) indicates these faults are syn-sedimentary normal faults. Their initial geometry can be reconstructed by rotating the stratification back to horizontal (Figs 12b and 12c). After rotation, the faults correspond to a minimum principal stress (σ_3) that would have been oriented ENE–WSW at the time of the conglomerates deposition (σ_{3a} , Fig. 12c) and would have been later tilted in the flank of a N–S fold. However, if the stratification locally trend N–S, the general trend of the fold is N30. This suggest that σ_3 was trending \sim E–W at the time of the conglomerate deposition (σ_{3b} , Fig. 12c). If it was the case, the direction of σ_3 is compatible with a dextral motion along the NNW–SSE Defend Fault (DF; Figs 11a and 12c) and the Poil Fault system (PF; Fig. 11a). This suggests that the Barrême basin formation was contemporaneous with strike-slip motion during the Pyrenean-Provençal deformation phase.

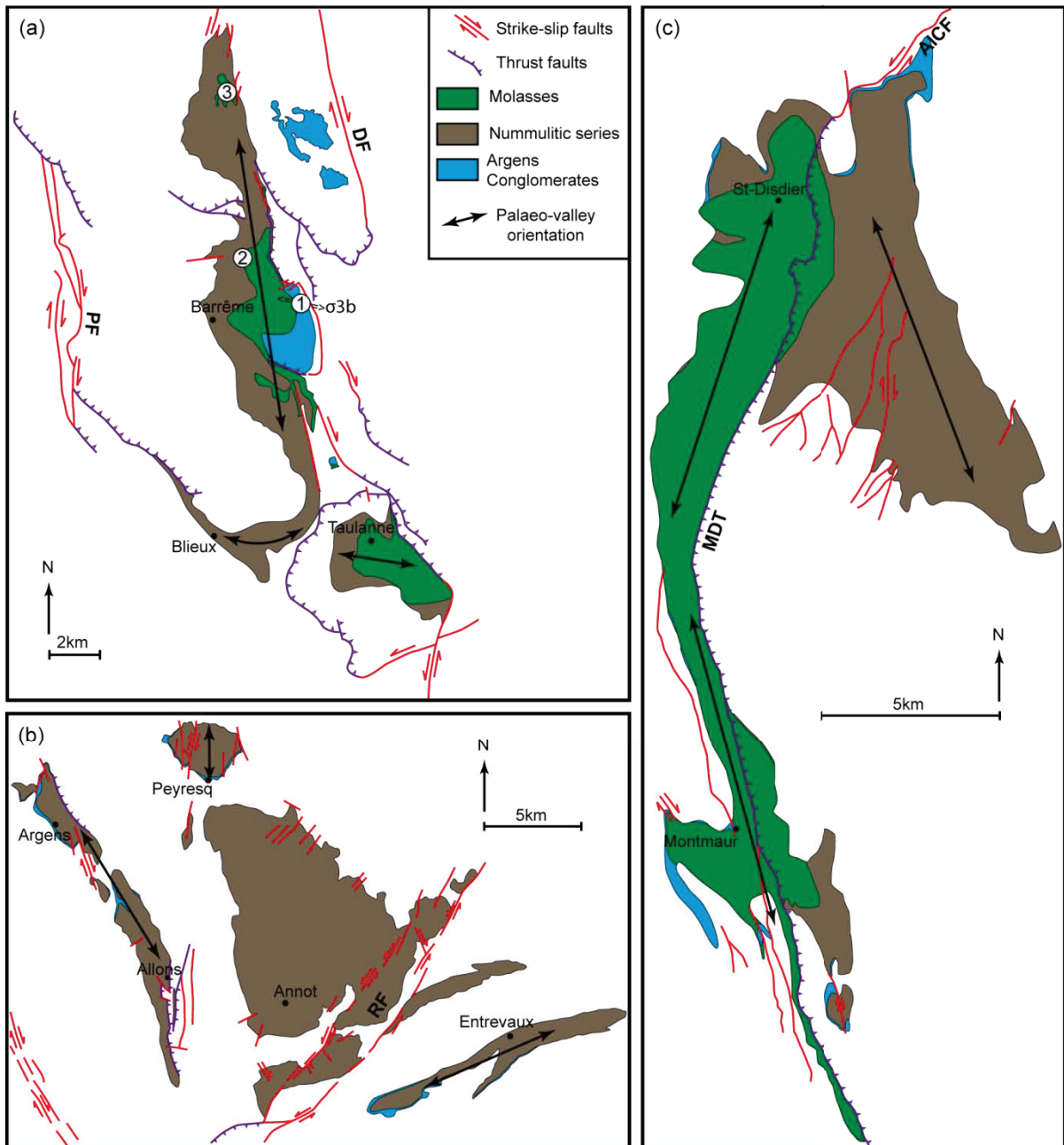


Fig. 11. Simplified present-day structural schemes of (a) the Barrême/Blieux/Taulanne sector, (b) the Entrevaux/Peyresq/Argens sector and, (c) the Montmaur/St-Disdier sector. These schemes exhibit a constant presence of strike-slip faults that are commonly associated to reverse faults located along the different basins. The structural data are from Gidon *et al.* (1971); Kerkhove & Roux (1976); Kerkhove & Roux (1978a); Campredon *et al.* (1980a); Gidon *et al.* (1980a); de Graciansky *et al.* (1981) and Meckel *et al.* (1996). The numbers 1, 2 and 3 correspond to the location of the structural data of this study that are illustrated in Figure 12 (1: Argens Conglomerates; 2: St-Lions Conglomerates; 3: Clumanc Conglomerates).

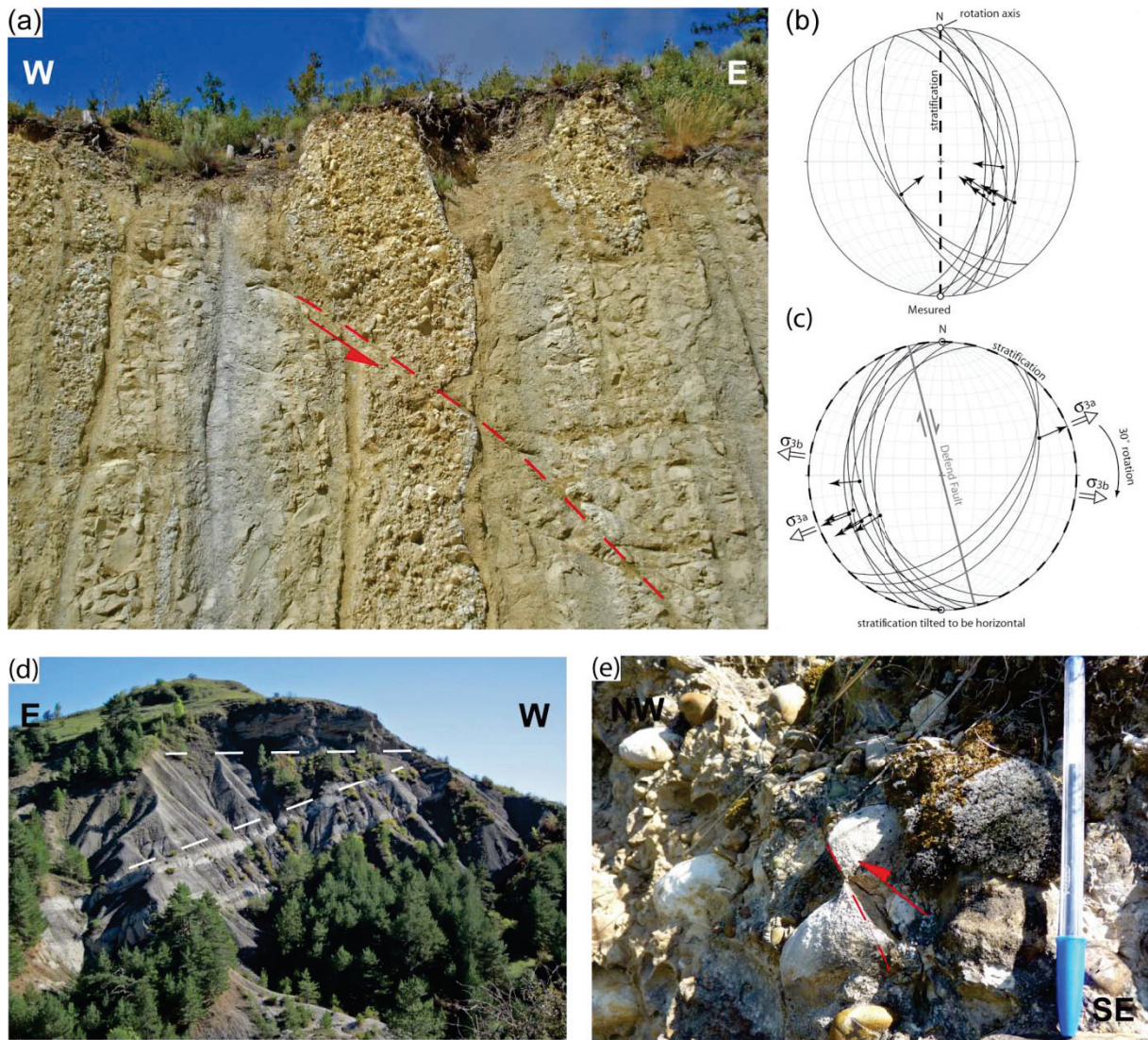


Fig. 12. Structures in the Barrême basin. (a) Tilted syn-sedimentary normal fault in the Argens Conglomerates (Unit 1) contemporaneous with the Pyrenean-Provençal phase (site 1 in Fig. 11a). (b) and (c) Equal area, lower hemisphere stereonets of faults and striations in the Argens Conglomerates without tilting (b) and after a 90° rotation with a N-S horizontal axis bringing back local stratification to horizontal (c). Arrow indicates slip of the upper compartment. (d) Angular unconformity of the Clumanc Conglomerates (Unit 3) on top of the folded Blue Marls (Unit 2, western flank of the Clumanc Castle syncline; site 3 in Fig. 11a). (e) Reverse fault in the St-Lions Conglomerates (Unit 3, horizontal bedding) showing a local ESE-WNW direction of the Alpine shortening (site 2 in Fig. 11a).

Extensional and strike-slip fault activity is also described in the other studied sectors. South to the Annot basin (Fig. 1), the NE–SW sinistral strike-slip Rouaine Fault system (RF; Fig. 11b) (Campredon *et al.*, 1980b) separates an eastern domain characterised by E–W-oriented folds from a western domain with N–S-oriented folds. Based on this observation, some authors suggested that this strike-slip system was active during the Pyrenean-Provençal phase. Location of the Eocene sedimentation in the Annot basin (Campredon *et al.*, 1980b; Ravenne *et al.*, 1987) imply down to the NW vertical offset along the Rouaine Fault system (Fig. 13; Apps *et al.*, 2004). Numerous syn-sedimentary features (such as small scale topographies, gravity flows and fault bends) evidence that this fault was still active during and after the Eocene–Oligocene sedimentation (Campredon *et al.*, 1980b; Pochat & van den Driessche, 2007). At a larger scale, this sinistral strike-slip fault seems to be conjugated with systems of dextral faults along the Argens basin (Fig. 1; Kerckhove & Roux, 1978a; Campredon *et al.*, 1980a), and along the Barrême sector (Fig. 1; Kerckhove & Roux, 1976; Kerckhove & Roux, 1978a). The Montmaur/St-Disdier sector is characterised by a major N–S-oriented fault. Gidon & Pairis (1976) point to an extensional displacement of this fault (named Median Devoluy Fault, MDF) with a vertical offset down to the east during the Eocene (Fig. 13). However, geometrical relationships attest that fault displacement predated the deposition of the Nummulitic Limestones (Fig. 13; Meckel *et al.*, 1996; this work). The MDF is connected to the north with the strike-slip Aspres-lès-Corps Fault (AICF; Figs 1 and 11c; Gidon *et al.*, 1980a). The latter shift from sinistral displacement before the Upper Cretaceous (Gidon & Pairis, 1976; Tricart, 1984) to a dextral movement related to the early uplift of the Pelvoux Massif to the east. This transition occurred before the deposition of the Nummulitic Limestones (Gidon & Pairis, 1976; Ford, 1996; Gupta & Allen, 2000). This continuous tectonic activity during the northward Pyrenean-Provençal compression induced creation of accommodation space for sedimentation along the AICF and the MDF before the Nummulitic time.

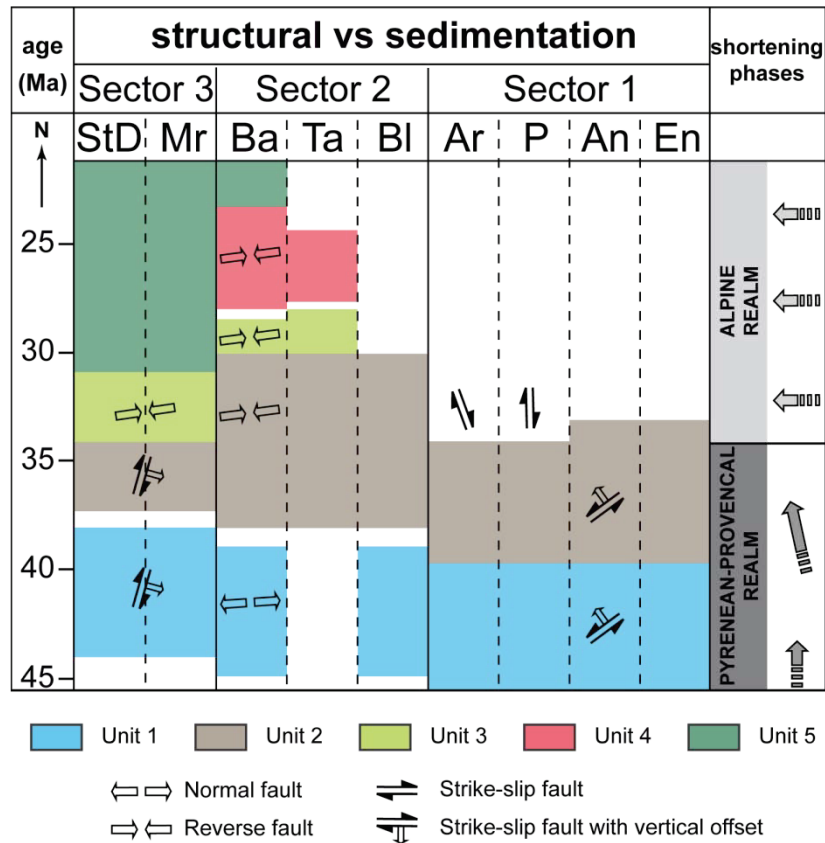


Fig. 13. Summary of the tectonic and sedimentary events during the Eocene–Early Miocene in the three studied sectors of the SAFB. The structural data are (1) from Campredon *et al.* (1980a); Ravenne *et al.* (1987); Apps *et al.* (2004) and Pochat & van den Driessche (2007) for the sector 1, (2) from Kerkhove & Roux (1976); Kerkhove & Roux (1978a); Artoni & Meckel (1998); Callec (2001) and the present work for the sector 2, and (3) from Gidon & Pairis (1976) and Meckel *et al.* (1996) for the sector 3. Symbols are oriented with respect to the local stress. For location and abbreviation see caption of Figure 1.

We propose a new integrative model (Fig. 14) to explain the formation of the N–S-oriented palaeo-valleys. Location, geometry and deformation of sedimentary deposits suggest that the palaeo-valley orientation was controlled by major N–S to NE–SW strike-slip and associated normal faults active before the Eocene (Roux, 1972; Ravenne *et al.*, 1987; Meckel *et al.*, 1996). We propose that the N–S depocentres were created by the vertical offset of the strike-slip faults that induced sufficient accommodation space for Cenozoic sedimentation. This strike-slip tectonics continued during the Eocene due to the N to NW motion of the Adriatic microplate (Fig. 14; Ricou, 1984; Ricou & Siddans, 1986). This late Pyrenean-Provençal phase might be responsible for syn-depositional unconformities, growth-strata and westward migration of depocentre observed between Unit 1 and Unit 2 in the Barrême basin (Figs 7 and

11; Lickorish & Ford, 1998; Grosjean *et al.*, 2012). During the Eocene–Oligocene transition, the kinematics significantly changed while passing to the Alpine deformation phase characterised by a general E–W shortening (Fig. 13; Dumont *et al.*, 2012 and references therein). The onset of the Alpine phase in the Barrême basin is constrained by the angular unconformity between the Nummulitic strata (Unit 2) affected by N–S trending folds and the Clumanc Conglomerates (Unit 3, Figs 12d and 13). Ongoing, E–W shortening is attested by N–S trending folds and reverse faults affecting all the Cenozoic sedimentary units (Figs 12e and 13; Artoni & Meckel, 1998; Lickorish & Ford, 1998). The westward thrusting localised on the eastern border of the Barrême basin formed a syncline trough corresponding to the present-day morphology. A similar evolution is observed in the Montmaur/St-Disdier sector that displays a westward migration of the depocentre between Units 2 and 3 (Figs 10 and 11). Moreover, during the Mio–Pliocene, the SW-directed Alpine thrusting and folding activates the Median Devoluy Thrust (Fig. 11c). The latter is superimposed to a former N–S strike-slip/normal Median Devoluy Fault and linked to the south with the Provençal Thrust System (Fig. 1; Gidon & Pairis, 1976).

The existence of former basins (Pyrenean-Provençal) seems to control the location of the Alpine basins. However, the faults themselves are not reactivated but new structures develop at the vicinity of oldest deformation zones. The similar N–S orientation of the Pyrenean-Provençal and Alpine basins has been critical allowing the development of the later and the creation of the piggy-back basins that characterise the modern foreland basin structural geometry (Figs 1 and 2; Siddans, 1979; Lemoine *et al.*, 1986; de Graciansky *et al.*, 1989; de Graciansky *et al.*, 2010).

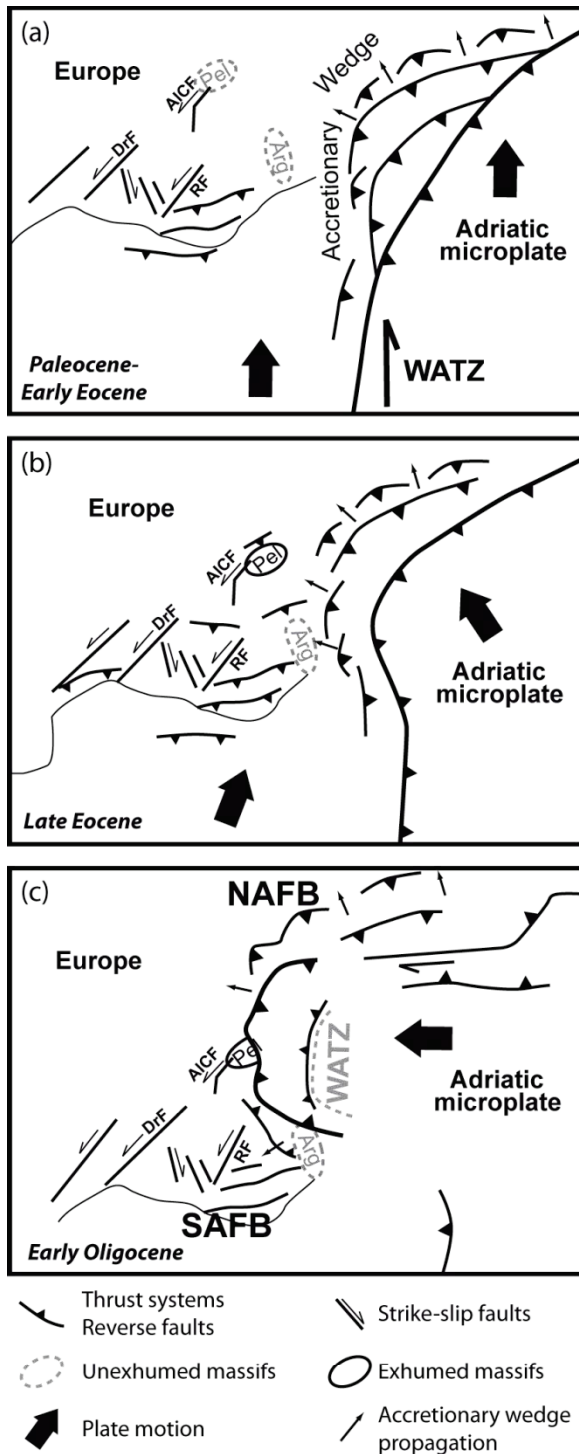


Fig. 14. Integrative model of the structural evolution of the SAFB during Early Cenozoic times (modified from Dumont et al., 2012). (a) During the Pyrenean-Provençal shortening, the northward migration of the Adriatic microplate induced the activation of the regional Western Aria Transform Zone (WATZ) and of the local N-S to NE-SW conjugated strike-slip systems associated to the E-W-oriented folds. (b) The anticlockwise rotation of the Adriatic microplate during the Late Eocene records the last step of the Pyrenean-Provençal phase. This episode is coeval with ongoing strike-slip motion that created the accommodation space sufficient for the Early Cenozoic sedimentation (Unit 1). (c) The westward Alpine shortening since the Early Oligocene folds the previous N-S trending Pyrenean basin and induce local and regional thrust. Abbreviations: AICF, Asprelès-Corps Fault; Arg, Argentera; DrF, Durance Fault; Pel, Pelvoux; RF, Rouaine Fault. The abbreviations NAFB and SAFB indicate the North Alpine Foreland Basin and the South Alpine Foreland Basin respectively.

CONCLUSIONS

We point two major questions concerning the early evolution of the SAFB of France: (1) the morphology of the foreland basin during their early stages of subsidence (Early Eocene–Early Miocene); and (2) the respective control of the Pyrenean-Provençal and the Alpine tectonic phases on the structure and the depositional dynamics in the foreland basin.

(1) The Early Eocene–Early Miocene sedimentation in the SAFB of France consists in local alluvial fan systems transgressed by the Nummulitic Sea during the subsidence of the foreland basin. Resuming of continental sedimentation is characterised by alluvial to fluvial molassic containing clasts from the internal Alps. A precise sedimentological analysis highlights that both continental and marine deposits progressively filled a complex network of palaeo-valleys predating the Cenozoic sedimentation. Their formation is related to the Pyrenean-Provençal tectonic phase.

(2) The structural data identify an ante-Nummulitic N–S to NE–SW strike-slip and extensional tectonic activity in the foreland basin due to the northward Pyrenean-Provençal shortening event (Upper Cretaceous–Lower Eocene). Together with an E–W folding trend, these structures accommodated the compressional strains during the northward Adriatic microplate motion. This tectonics results in a complex network of parallel and oblique conjugated strike-slip faults. Associated normal faults induce creation of pull-apart basins that control the location of accommodation space prior to the Cenozoic sediments. In this model, the westward Alpine deformation (N–S trending folds and reverse faults) localised in the vicinity of the old strike-slip structures since the Early Oligocene. Thus, the creation of the modern piggy-back basin was favoured by the old N–S-oriented strike-slip structures predating the Alpine compression.

We show that a complex drainage network is tectonically acquired early in the orogeny history. Despite a long-lasting tectonic activity, the continental and marine Cenozoic sedimentation indicates a constant palaeo-flow orientation. Commonly, in active mountain ranges, the tectonics induces drainage reorganisation and shifting of rivers (Burbank *et al.*, 1996; Jones, 2004). In the case of the SAFB of France, the complex palaeo-valley network was initiated by ante-Nummulitic motion of strike-slip and extensional faults. The initial N–S orientation of the basins allows maintaining sedimentation location during the Alpine E–W shortening phase. The superimposition of thrust faults on strike-slip movements is a problem for reconstructing the early mountain chains and foreland basin geometry that the analysis of depositional environments can partially solve. This study is a first step to constrain the strike-

slip and extensional activity through time in the SAFB that should be combined in the future to a precise micro-structural investigation of the different studied sectors.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was financially supported by the Agence Nationale de la Recherche, project no. ANR-08-BLAN-0303-01 “Erosion and Relief Development in the Western Alps”.

REFERENCES

- ALLEN, P.A., HOMEWOOD, P.W. & WILLIAMS, G.D. (1986) Foreland basins: An introduction. In: *Foreland basins* (Ed. by P.A Allen & P. Homewood) *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **8**, 3-12.
- ALLEN, P.A., CRAMPTON, S.L. & SINCLAIR, H.D. (1991) The inception and early evolution of the North Alpine foreland basin, Switzerland. *Basin Res.*, **3**, 143-163.
- APPS, G., PEEL, F. & ELLIOTT, T. (2004) The structural setting and palaeogeographical evolution of the Grès d’Annot Basin. In: *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d’Annot and related systems* (Ed. by P. Joseph & S.A. Lomas) *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **221**, 65-96.
- ARTONI, A. & MECKEL, L.D. (1998) History and deformation rates of a thrust sheet top basin: the Barrême basin, western Alps, SE France. In: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe* (Ed by A. Mascle, C. Puidefàbregas, H.P. Luterbacher & M. Fernández) *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **134**, 213-237.
- BLAIR, T.C & MCPHERSON, J.G. (1994) Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *J. Sedimentary Res.*, **64**, 450-489.
- BLONDEAU, A. & CAMPREDON, R. (1965) La transgression nummulitique dans les synclinaux d’Entrevaux et d’Agnière (Basses-Alpes). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **260**, 5844-5845.
- BODELLE, J. (1971) Les Formations Nummulitiques de l’Arc de Castellane. PhD Thesis, University of Nice, France.
- BODELLE, J. & CAMPREDON, R. (1968) Les formations à Microcodium dans les Alpes-Maritimes franco-italiennes et les Basses-Alpes, leur importance paléogéographique. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, **69**, 409-415.
- BOUDON, J., GAMOND, J.F., GRATIER, J.P., ROBERT, J.P., DEPARDON, J.P., GAY, M., RUHLAND, M. & VIALON, P. (1976) L’arc alpin occidental : réorientation de

- structures primitivement EW par glissement et étirement dans un système de compression globale N-S ? *Eclogae Geol. Helv.*, **69**, 509-519.
- BOUSSAC, J. (1912) Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mémoire du Service Carte Géologique de la France*, Paris, 662 pp.
- BRIDGE, J.S. (2006) Fluvial facies models: Recent developments. In: *Facies Models Revisited* (Ed. by H.W. Posamentier & R.G. Walker) *SEPM Spec. Publ.*, **84**, 83-168.
- BURBANK, D.W., LELAND, J., FIELDING, E., ANDERSON, R.S., BROZOVIC, N., REID, M.R. & DUNCAN, C (1996) Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalaya. *Nature*, **379**, 505-510.
- CALLEC, Y. (2001) La déformation syn-sédimentaire des bassins paléogènes de l'Arc de Castellane (Annot, Barrême, Saint-Antonin). PhD Thesis, Ecole des Mines de Paris, France.
- CAMPREDON, R. (1977) Les Formations Paléogènes des Alpes Maritimes franco-italiennes. *Mémoire Hors Série de la Société Géologique de France*, **9**, Paris, 198 pp.
- CAMPREDON, R., BORDET, P., GIANNERINI, G. & MANIGAULT, B. (1980a) Carte Géologique de la France à 1/50000, feuille d'Entrevaux. *Bur. Rech. Géol. Min. Orléans*, France.
- CAMPREDON, R., AICARD, P., BAMBIER, A. & DUROZOY, G. (1980b) Carte géologique de la France à 1/50000. Notice explicative de la feuille d'Entrevaux. *Bur. Rech. Géol. Min. Orléans*, France.
- CARBONNEL, G., CHATEAUNEUF, J.-J., FEIST-CASTEL, M., DE GRACIANSKY, P.-C. & VIANEY-LIAUD, M. (1972) Les apports de la paléontologie (spores et pollens, Charophytes, Ostracodes, Mammifères) à la stratigraphie et à la paléogéographie des molasses de l'Oligocène supérieur de Barrême (Alpes-de-Haute-Provence). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **275**, 2599-2602.
- CARRETIER, S. & LUCAZEAU, F. (2005) How does alluvial sedimentation at range fronts modify erosional dynamics of mountain catchments? *Basin Res.*, **17**, 361-381.
- CASTELLTORT, S. & SIMPSON, G. (2006) River spacing and drainage network growth in widening mountain ranges. *Basin Res.*, **18**, 267-276.
- CERIANI, S. & SCHMID, S.M. (2004) From N-S collision to WNW-directed post-collisional thrusting and folding: Structural study of the Frontal Penninic Units in Savoie (Western Alps, France). *Eclogae Geol. Helv.*, **97**, 347-369.
- CHAUVEAU, J.C. & LEMOINE, M. (1961) Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême (moitié nord). *Bull. Serv. Carte Géol. France*, **58**, 147-178.

- CHRISTOPHOUL, F., SOULA, J.-C., BRUSSET, S., ELIBANA, B., RODDAZ, M., BESSIERE, G. & DERAMOND, J. (2003) Time, place and mode of propagation of foreland basin systems as recorded by the sedimentary fill: examples of the Late Cretaceous and Eocene retro-foreland basins of the north-eastern Pyrenees. In: *Tracing Tectonic Deformation Using the Sedimentary Record* (Ed. by T. McCann & A. Saintot) *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **208**, 229-252.
- COLLINSON, J.D. (1996) Alluvial sediments. In: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd edn (Ed. by H.G. Reading), pp. 37-82. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- CORDEY, F., TRICART, P., GUILLOT, S. & SCHWARTZ, S. (2012) Dating the Tethyan Ocean in the Western Alps with radiolarite pebbles from synorogenic Oligocene molasse basins (southeast France). *Swiss J. Geosci.*, **105**, 39-48.
- COWARD, M.P. & DIETRICH, D. (1989) Alpine tectonics – An overview. In: *Alpine Tectonics* (Ed. by M.P. Coward, D. Dietrich & R.G. Park) *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **45**, 1-29.
- DECELLES, P.G., TOLSON, R.B., GRAHAM, S.A., SMITH, G.A., INGERSOLL, R.V., WHITE, J., SCHMIDT, C.J., RICE, R., MOXON, I., LEMKE, L., HANDSCHY, J.W., FOLLO, M.F., EDWARDS, D.P., CAVAZZA, W., CALDWELL, M. & BARGAR, E. (1987) Lamaride Thrust-Generated Alluvial-Fan Sedimentation, Sphinx Conglomerate, Southern Montana. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **71**, 135-155.
- DE GRACIANSKY, P.-C., LEMOINE, M. & SALIOT, P. (1971) Remarques sur la présence de minéraux et de paragenèses du métamorphisme alpin dans les galets des conglomérats oligocènes du synclinal de Barrême (Alpes de Haute-Provence). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **272**, 3243-3245.
- DE GRACIANSKY, P.-C., GUILLEMOT, J., GANEVAL, J. & GIGOT, P. (1981) Carte géologique de la France à 1/50000, feuille de Digne. *Bur. Rech. Géol. Min. Orléans*, France
- DE GRACIANSKY, P.-C., DUROZOY, G. & GIGOT, P. (1982) Carte géologique de la France à 1/50000. Notice explicative de la feuille de Digne. *Bur. Rech. Géol. Min. Orléans*, France
- DE GRACIANSKY, P.-C., DARDEAU, G., LEMOINE, M. & TRICART, P. (1989) The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion. In: *Inversion Tectonics* (Ed. by M.A. Cooper & G.D. Williams) *Geol. Soc. Spe. Publ.*, **44**, 97-104.

- DE GRACIANSKY, P.-C., ROBERTS, D.G. & TRICART, P. (2010) The Western Alps, from Rift to Passive Margin to Orogenic Belt, an integrated geoscience overview. *Developments in Earth Surface Processes*, **14**, Elsevier, Amsterdam, 429 pp.
- DEWEY, F.D., PITMAN, W.C., RYAN, W.B.F. & BONNIN, J. (1973) Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 3137-3180.
- DEZÈS, P., SCHMID, S.M. & ZIEGLER, P.A. (2004) Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, **389**, 1-33.
- DUMONT, T., SIMON-LABRIC, T., AUTHEMAYOU, C. & HEYMES T. (2011) Lateral terminaison of the north-directed Alpine orogeny and onset of westward escape in the Western Alpine arc: Structural and sedimentary evidence from the external zone. *Tectonics*, **30**, doi: 10.1029/2010TC002836.
- DUMONT, T., SCHWARTZ, S., GUILLOT, S., SIMON-LABRIC, T., TRICART, P. & JOURDAN, S. (2012) Structural and sedimentary records of the Oligocene revolution in the Western Alpine arc. *J. Geodynamics*, **56-57**, 18-38.
- EVANS, M.J. (1987) Tertiary sedimentology and thrust tectonics in the southwest Alpine foreland basin, Alpes-de-Haute-Provence, France. PhD Thesis, University of Wales, England.
- EVANS, M.J. & ELLIOTT, T. (1999) Evolution of a thrust-sheet-top basin: The Tertiary Barrême basin, Alpes-de-Haute-Provence, France. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **111**, 1647-1643.
- EVANS, M.J. & MANGE-RAJETZKY, M.A. (1991) The provenance of sediments in the Barrême thrust-top basin, Haute-Provence, France. In: *Development in Sedimentary Provenance Studies* (Ed. by A.C. Morton, S.P. Todd & P.D.W. Haughton) *Geol. Soc. Spe. Publ.*, **57**, 323-342.
- EVANS, M.J., ELLIOTT, T., APPS, G.M. & MANGE-RAJETZKY, M.A. (2004) The Tertiary Grès de Ville of the Barrême Basin: feather edge equivalent of the Grès d'Annot? In: *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems* (Ed. by P. Joseph & S.A. Lomas) *Geol. Soc. Spe. Publ.*, **221**, 97-110.
- FABRE, P., MÉDUS, J. & PAIRIS, J.-L. (1986) Caractérisation de l'Eocène et de l'Oligocène marins dans les chaînes subalpines méridionales à l'ouest de Gap (Alpes-de-Haute-Provence). *Eclogae Geol. Helv.*, **79**, 719-730.

- FORD, M. (1996) Kinematics and geometry of early Alpine, basement-involved folds, SW Pelvoux Massif, SE France. *Eclogae Geol. Helv.*, **89**, 269-285.
- FORD, M., LICKRISH, W.H. & KUSZNIR, N.J. (1999) Tertiary foreland sedimentation in the Southern Subalpine Chains, SE France: a geodynamic appraisal. *Basin Res.*, **11**, 315-336.
- FORD., M., DUCHÊNE, S., GASQUET, D. & VANDERHEAGUE, O. (2006) Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. *J. Geol. Soc.*, **163**, 815-826.
- FRY, N. (1989) Southwestward thrusting and tectonics of the western Alps. In: *Alpine Tectonics* (Ed. by M.P. Coward, D. Dietrich & R.G. Park) *Geol. Soc. Spe. Publ.*, **45**, 83-109.
- GARZANTI, E. & MALUSÀ, M.G. (2008) The Oligocene Alps: Domal unroofing and drainage development during early orogenic growth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **268**, 487-500.
- GIDON, M. (1971) Carte géologique de la France à 1/50000. Notice explicative de la feuille de Gap. *Bur. Rech. Géol. Min. Orléans*, France.
- GIDON, M. & PAIRIS, J.-L. (1976) Le rôle des mouvements tectonique éocènes dans la genèse des structures de l'extrémité NE du Dévoluy et dans celle du chevauchement de Digne. *Géologie Alpine*, **52**, 73-83.
- GIDON, M., APRAHAMIAN, J., ARNAUD, H, PAIRIS, J.-L., ANDRÉ, A. & GRANDJEAN, G. (1971) Carte géologique de la France à 1/50000, feuille de Gap. *Bur. Rech. Géol. Min. Orléans*, France.
- GIDON, M., ARNAUD, H., BUFFET, G., VATIN-PÉRIGNON, N., GIBERGY, P., MONJUVENT, G. & VERNET, J. (1980a) Carte géologique de la France à 1/50000, feuille de St-Bonnet. *Bur. Rech. Géol. Min. Orléans*, France.
- GIDON, M., BUFFET, G., BONHOMME, J.-L., FOURNEAUX, J.-C., MONJUVENT, G. & MOUTERDE, R. (1980b) Carte géologique de la France à 1/50000. Notice explicative de la feuille de St-Bonnet. *Bur. Rech. Géol. Min. Orléans*, France.
- GITTON, J.-L. (1978) Apport de la paléoécologie à la reconstitution et à l'évolution d'un bassin sédimentaire: l'analyse de la macrofaune des Marnes Bleues Nummulitiques des environs de Castellane (Alpes-de-Haute-Provence). PhD Thesis, Université Paris Sud, France.
- GUPTA, S. & ALLEN, P.A. (2000) Implications of foreland palaeotopography for stratigraphic development in the Eocene distal Alpine foreland basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **112**, 515-530.

- GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SCHMITZ, M.D. & OGG, G.M. (2012) The Geologic Time Scale 2012. Elsevier, Amsterdam, 1144 pp.
- GROSJEAN, A.-S. & PITTET, B. (in press) Facies analysis and depositional environments of the Taulanne Limestone Formation in the South Alpine Foreland Basin (Oligocene, southeastern of France). *Facies*, doi: 10.1007/s10347-012-0350-0.
- GROSJEAN, A.-S., PITTET, B., FERRY, S., MAHÉO, G. & GARDIEN V. (2012) Reconstruction of Tertiary palaeovalleys in the South Alpine Foreland Basin of France (Eocene–Oligocene of the Castellane arc). *Sed. Geol.*, **275-276**, 1-21.
- HANDY, M.R., SCHMID, S.M., BOUSQUET, R., KISSLING, E. & BERNOUILLI, D. (2010) Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth Sci. Rev.*, **102**, 121-158.
- JOURDAN, S. (2012) Reconstitution de la morphogenèse Oligocène-Miocène des Alpes occidentales par une approche pluridisciplinaire. PhD Thesis, University of Grenoble, France.
- JONES, S.J. (2004) Tectonic controls on drainage evolution and development of terminal alluvial fans, southern Pyrenees, Spain. *Terra Nova*, **16**, 121-127.
- KERKHOVE, C. & ROUX, M. (1976) Carte Géologique de la France à 1/50000, feuille de Castellane. *Bur. Rech. Géol. Min. Orléans*, France.
- KERKHOVE, C. & ROUX, M. (1978a) Carte Géologique de la France à 1/50000, feuille de Moustiers-Ste-Marie. *Bur. Rech. Géol. Min. Orléans*, France.
- KERKHOVE, C. & ROUX, M. (1978b) Carte Géologique de la France à 1/50000, Notice explicative de la feuille de Moustiers-Ste-Marie. *Bur. Rech. Géol. Min. Orléans*, France.
- LEMOINE, M. (1972) Rythme et modalités des plissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises, *Geol. Rundschau*, **61**, 975-1010.
- LEMOINE, M., BAS, T., ARNAUD-VANNEAU, A., DUMONT, T., GIDON, M., BOURBON, M., DE GRACIANSKY, P.-C., RUDKIEWICZ, J.-L., MEGARD-GALLI, J & TRICART, P. (1986) The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Mar. Petrol. Geol.*, **3**, 179-199.
- LICKORISH, W.H. & FORD, M. (1998) Sequential restoration of the external Alpine Digne thrust system, SE France, constrained by kinematic data and synorogenic sediments. In: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe* (Ed. by A. Mascle, C. Puidefàbregas, H.P. Luterbacher & M. Fernández). *Geol. Soc. Spe. Publ.*, **134**, 189-211.

- MASSARI, F. & PAREA, G.C. (1988) Progradational gravel beach sequences in a moderate- to high-energy, microtidal marine environment. *Sedimentology*, **35**, 881-913.
- MCCUBBIN, D.G. (1982) Barrier-Island and Strand-Plain Facies. In: *Sandstone Depositional Environments* (Ed. by D.A. Scholle & D. Spearing) *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **31**, 247-279.
- MECKEL, L.D., FORD, M. & BERNOUILLI, D. (1996) Tectonic and sedimentary evolution of the Dévoluy Basin, a remnant of the Tertiary western Alpine foreland basin, SE France. *Géologie de la France*, **2**, 3-26.
- MORAG, N., AVIGAD, D., HARLAVAN, Y., MCWILLIAMS, M.O. & MICHARD, A. (2008) Rapid exhumation and mountain building in the Western Alps: Petrology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of detritus from Tertiary basins of southeastern France. *Tectonics*, **27**, doi : 10.1029/2007TC002142.
- PAIRIS, J.-L. (1988) Paléogène marin et structuration des Alpes Occidentales françaises. PhD Thesis, Université de Grenoble, France.
- PAIRIS, J.-L., CAMPREDON, R., CHAROLLAIS, J. & KERKHOVE, C. (1984) Le Paléogène des Alpes externes. In: *Synthèse géologique du Sud-Est de la France* (Ed by Cavelier, C. et al.). *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, **125**, 410-415.
- PAIRIS, J.-L., GIDON, M., FABRE, P. & LAMI, A. (1986) Signification et importance de la structuration nummulitique dans les chaînes subalpines méridionales, *C.R. Acad. Sci. Paris*, **303**, 87-92.
- PERRON, J.T., RICHARDSON, P.W., FERRIER, K.L. & LAPÔTRE, M. (2012) The root of branching river networks. *Nature*, **492**, doi: 10.1038/nature11672.
- POCHAT, S. & VAN DEN DRIESSCHE, J. (2007) Impact of synsedimentary metre-scale normal fault scarps on sediment gravity flow dynamics: An example from the Grès d'Annot Formation, SE France. *Sed. Geol.*, **202**, 796-820.
- RAVENNE, C., VIALLY, R., RICHÉ, P. & TRÉMOLIÈRE, P. (1987) Sédimentation et tectonique dans le bassin marin Eocène supérieur-Oligocène des Alpes du Sud. *Revue de l'IFP*, **42**, 529-553.
- REHAULT, J.P., BOILLOT, G. & MAUFFRET, A. (1985) The Western Mediterranean Basin. In: *Geological evolution of the Mediterranean Basin* (Ed. by D.J. Stanley & C.F. Wesel) pp. 101-129. Springer-Verlag, New-York.
- RICOU, L.E. (1984) Les Alpes Occidentales: chaîne de décrochement. *Bull. Soc. Géol. France*, **5**, 861-874.

- RICOU, L.E. & SIDDANS, A.W.B. (1986) Collision tectonics in the Western Alps. In: *Collision Tectonics* (Ed. by M.P. Coward & A.C. Ries) *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **19**, 229-244.
- RIDGWAY, K.D. & DECELLES, P.G. (1993) Stream-dominated alluvial fan and lacustrine depositional system in Cenozoic strike-slip basins, Denali fault system, Yucon Territory, Canada. *Sedimentology*, **40**, 645-666.
- ROUX, M. (1972) Étude tectonique des chaînons subalpins entre Majastre et Castellane (Alpes-de-Haute-Provence). Essai de reconnaissance des fracturations profondes majeures et de leurs conséquences au niveau de la couverture. *Géologie Alpine* **48**, 187-199.
- SANCHEZ, G., ROLLAND, Y., SCHREIBER, D., GIANNERINI, G., CORSINI, M. & LARDEAUX, J.-M. (2010) The active fault system of SW Alps. *J. Geodyn.*, **49**, 296-302.
- SCHMID, S.M. & KISSLING, E. (2000) The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics*, **19**, 62-85.
- SCHWARTZ, S., GUILLOT, S., TRICART, P., BERNET, M., JOURDAN, S., DUMONT, T. & MONTAGNAC, G. (2012) Source tracing of detrital serpentinite in the Oligocene molasse deposits from the western Alps (Barrême basin): implications for relief formation in the internal zone. *Geol. Mag.* doi:10.1017/S0016756811001105
- SIDDANS, A.W.B. (1979) Arcuate fold and thrust pattern in the subalpine chains of southeast France. *J. Struct. Geol.*, **1**, 117-126.
- SIMON-LABRIC, T., ROLLAND, Y., DUMONT, T., AUTHEMAYOU, C., CORSINI, M. & FORANI, M. (2009) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31–34 Ma). *Terra Nova*, **21**, 127-136.
- SIMPSON, G. & SCHLUNEGGER, F. (2003) Topographic evolution and morphology of surfaces evolving in response to coupled fluvial and hillslope sediment transport. *J. Geophys. Res.*, **108(B6)**, doi: 10.1029/2002JB002162.
- SINCLAIR, H.D. (1997) Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: An Alpine perspective. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **109**, 324-346.
- SINCLAIR, H.D., SAYER, Z.R. & TUCKER, M.E. (1998) Carbonate sedimentation during early foreland basin subsidence: the Eocene succession of the French Alps. In: *Carbonate Ramps* (Ed. by V.P. Wright & T.P. Burchette) *Geol. Soc. Spe. Publ.*, **149**, 205-227.

- SISSINGH, W. (2001) Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland: correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. *Tectonophysics*, **333**, 361-400.
- SNYDER, N.P., WHIPPLE, K.X., TUCKER, G.E. & MERRITTS, D.J. (2000) Landscape response to tectonic forcing: digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **112**, 1250-1263.
- STANLEY, D.J. (1980) The Saint-Antonin Conglomerate in the Maritime Alps: A Model for Coarse Sedimentation on a Submarine Slope. *Smithsonian Contributions to the Marine Sciences*, **5**, Washington, 36 pp.
- SZULC, A.G., NALMAN, Y., SINCLAIR, H.D., PRINGLE, M., BICKLE, M., CHAPMAN, H., GARZANTI, E., ANDÒ, S., HUYGHE, P., MUGNIER, J.-L., OJHA, T. & DECELLES P. (2006) Tectonic evolution of the Himalaya constrained by detrital ^{40}Ar - ^{39}Ar , Sm-Nd and petrographic data from the Siwalik foreland basin succession, SW Nepal. *Basin Res.*, **18**, 375-391.
- TEMPIER, C. (1987) Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bull. Soc. Géol. France*, **8**, 533-540.
- TRICART, P. (1984) From passive margin to continental collision: a tectonic scenario for the western Alps. *Am. Jour. Sci.*, **284**, 97-120.
- TUCKER, G.E. & BRAS, R.L. (1998) Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology. *Water Resour. Res.*, **34**, 2751-2764.
- VARRONE, D. & CLARI, P. (2003) Stratigraphic and paleoenvironmental evolution of the Microcodium Formation and the Nummulitic Limestones in the French-Italian Maritimes Alps. *Geobios*, **36**, 775-786.
- VINCENT, S.J. & ELLIOTT, T. (1997) Long-lived transfer-zone palaeovalleys in mountain belts: an example from the Tertiary of Spanish Pyrenees. *J. Sedimentary Res.*, **67**, 303-310.

3.4. Conclusions

Les différentes études sédimentologiques et structurales présentées dans ce chapitre ont permis de mettre en évidence l'existence d'un **réseau hydrographique complexe** dans le bassin d'avant-pays du SE de la France.

Les **paléo-vallées** qui le composent, d'orientation N-S et E-O, sont **actives depuis l'Eocène** (~45 Ma). La dynamique de dépôt des séries marines et continentales Eocène-Oligocène montrent les mêmes variations du niveau marin relatif entre les différents secteurs. Ceci suggère que les **sédiments** qui comblent les paléo-vallées **enregistrent la subsidence flexurale** du bassin d'avant-pays (chapitre 3.1).

Dans les secteurs étudiés au cours de cette thèse, les vallées de Barrême-Taulanne illustrent parfaitement la **transition flysch-molasse** enregistrées sur l'ensemble du bassin. Les Calcaires de Taulanne, caractérisés par des faciès lacustres-palustres, représentent la partie terminale d'un **système régressif** dû à la **mise en place des reliefs** des Alpes occidentales à l'Oligocène (32-30 Ma) (chapitre 3.2).

La **structuration des paléo-vallées** E-O et N-S dans le bassin d'avant-pays du SE de la France est reliée à la phase de **compression Pyrénéo-Provençale** (Crétacé supérieur-Eocène moyen) qui pré-date la phase Alpine (depuis l'Oligocène). La présence de failles décrochantes orientées N-S à NE-SO à proximité des paléo-vallées N-S permet de relier leur **structuration** à l'**activité précoce de ces failles**. Le **rejet vertical** de ces failles décrochantes permet de **créer suffisamment d'espace d'accommodation** disponible pour la sédimentation marine et continentale Eocène-Oligocène. La phase de **compression Alpine** a uniquement **réutilisé ces zones de faiblesses** pour former des systèmes de chevauchement (locaux et régionaux) et pour créer la **structure en piggy-back** caractéristique du bassin d'avant-pays actuel (chapitre 3.3).

L'ensemble de ces conclusions mettent en évidence que les variations d'espace d'accommodation enregistrées dans les paléo-vallées du réseau hydrographique reflètent la **superposition de l'activité tectonique locale et de la subsidence flexurale** du bassin d'avant-pays du SE de la France. En effet, ces paléo-vallées, bien que structurées par l'activité locale des failles décrochantes, répondent de manière dominante à la subsidence du bassin d'avant-pays. Ainsi, il n'est pas exclu que **l'activité des failles décrochantes** qui contrôlent localement l'accommodation soient **en lien** plus ou moins direct avec **l'intensité de la flexuration** du bassin. Ces deux activités tectoniques, locale et régionale, sont *in fine* contrôlées par les grandes étapes de formation des Alpes.



Chapitre 4.

Reconstitution des circulations de fluides dans les Alpes occidentales à partir de l'étude des inclusions fluides et des isotopes stables (O, H, C)

4.1. Introduction

Dans les chapitres précédents, nous avons souligné l'importance d'un réseau hydrographique dans la dynamique d'érosion, de transport et de sédimentation au sein d'une chaîne de montagnes. L'échelle régionale du réseau hydrographique dans le bassin d'avant-pays sud alpin est démontrée par la présence de sédiments allochtones (basaltes, schistes bleus, radiolarites, serpentinites) dans les différents systèmes de dépôts dès l'Oligocène inférieur. Ceci souligne que ce réseau complexe de paléo-vallées va en partie chercher sa source dans les zones internes des Alpes, participant précocement à l'érosion des différents massifs en cours d'exhumation. Les sédiments détritiques déposés dans les bassins cénozoïques représentent des archives des processus de formation et de démantèlement des reliefs. Parmi les marqueurs de l'activité tectonique, les fentes de tension sont des outils potentiels. La forme, l'orientation et les structures internes des fentes renseignent sur les contraintes enregistrées par les roches. Les minéraux qui cimentent les fentes renseignent (via l'étude des inclusions fluides et la géochimie) sur les conditions pression-température de formation des veines et sur la nature et l'origine des fluides à partir desquels elles ont précipité. Les séries conglomératiques du synclinal de Barrême que j'ai étudiées contiennent des galets recoupés par des veines de quartz et/ou de calcite. L'étude structurale réalisée dans ce bassin (Chapitre 3.3) montre que les structures postérieures au dépôt des conglomérats, telles que les failles, n'ont pas de lien géométrique avec les fentes contenues dans les galets. Cette analyse, ainsi que l'absence de fente dans la matrice sédimentaire des dépôts, suggère que les veines étudiées se sont formées dans les roches à l'affleurement sous l'effet de contraintes tectoniques ou de l'infiltration de fluides dans les fissures. L'érosion a ensuite fragmenté les roches qui se sont déposées sous forme de galets dans le bassin.

La composition isotopique des minéraux et des inclusions fluides qu'ils contiennent permet de déterminer l'origine (superficielle ou profonde) des fluides à partir desquels les minéraux des veines ont précipité, mais aussi de préciser les conditions d'altération et de diagenèse des roches (Goldstein et Reynolds, 1994 ; Goldstein, 2001 ; Lapponi et al., 2007). L'étude microstructurale des inclusions fluides permet de vérifier si des modifications (volume, forme, composition) ont été enregistrées par les inclusions fluides postérieurement à leur piégeage. Ces modifications sont des indicateurs des variations de pression, température et de contraintes enregistrées par les minéraux qui les contiennent. Elles sont alors utilisées

comme repères chronologiques d'événements métamorphiques ou tectoniques dans les reconstitutions géodynamiques d'enfouissement ou d'exhumation des roches (Vityk et Bodnar, 1995 ; Krenn et al., 2008 ; Shen et al., 2010). Enfin, la relation qui existe entre la moyenne annuelle des températures et la composition en $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations est à la base d'un thermomètre isotopique utilisé en climatologie. L'analyse des isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène des précipitations orographiques a permis de développer des modèles prédictifs d'élévation des reliefs (pour 100 m d'élévation le $\delta^{18}\text{O}$ varie de 0.15‰ à 0.5‰ et le δD de 1‰ à 4‰ en fonction de la latitude et de l'intensité des précipitations) (Rowley et Garzzone, 2007 ; Hren et al., 2009). Cette relation a été appliquée pour reconstituer les reliefs anciens à partir de l'analyse des fluides météoriques piégés dans les inclusions fluides ou comme constituant des minéraux hydroxylés (Mulch et al., 2004 ; Lemarchand et al., 2012).

Dans ce chapitre, nous avons étudié les inclusions fluides du quartz et/ou de la calcite qui cimentent les veines des galets allochtones sédimentés dans le bassin d'avant-pays. Les techniques utilisées sont la pétrographie, microthermométrie, la cathodoluminescence, la spectrométrie Raman et la géochimie isotopique sur les minéraux qui cimentent des fentes et sur les inclusions fluides des quartz et des calcites. Cette étude multidisciplinaire a plusieurs objectifs :

1) préciser le (ou les) secteur(s) des massifs des Alpes internes qui ont été soumis à l'érosion au cours de l'Oligocène et dont les produits de l'érosion (galets) ont été transportés et déposés dans le bassin d'avant-pays grâce à l'action du réseau hydrographique régional.

2) reconstituer la circulation des fluides dans les roches au cours de la formation et de la destruction des massifs constituant les Alpes occidentales.

3) déterminer l'origine et la source de ces fluides.

4) estimer l'altitude des reliefs dans les zones internes des Alpes au moment de la formation des fractures qui les traversent.

Références

- Goldstein, R.H., 2001. Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. *Lithos* 55, 159-193.
- Goldstein, R.H., Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short course notes 31, 199 pp.

- Hren, M.T., Bookhagen, B., Blisniuk, P.M., Booth, A., Chamberlain, P., 2009. $\delta^{18}\text{O}$ and δD of streamwaters across the Himalaya and Tibetan Plateau: Implications for moisture sources and paleoelevation reconstructions. *Earth and Planetary Science Letters* 288, 20-32.
- Krenn, K., Bauer, C., Proyer, A., Mposkos, E., Hoinkes, G., 2008. Fluid entrapment and reequilibration during subduction and exhumation: A case study from the high-grade Nestos shear zone, Central Rhodope, Greece. *Lithos* 104, 33-53.
- Lapponi, F., Bakker, R.J., Bechstaedt, T., 2007. Low temperature behaviour of natural saline fluid inclusions in saddle dolomite (Paleozoic, NW Spain). *Terra Nova* 19, 440-444.
- Lemarchand, J., Boulvais, P., Gaboriau, M., Boiron, M.C., Tartèse, R., Cokkinos, M., Bonnet, S., Jégouzo, P., 2012. Giant quartz vein formation and high-elevation meteoric fluid infiltration into the South Armorican Shear Zone: geological, fluid inclusion and stable isotope evidence. *Journal of the Geological Society* 169, 17-27.
- Mulch, A., Teyssier, C., Cosca, M., Vangerhaeghe, O., Vennemann, T., 2004. Reconstructing paleoelevation in eroded orogens. *Geology* 6, 525-528.
- Rowley, D.B., Garzione, C.N., 2007. Stable Isotope-Based Palealtimetry. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 35, 463-508.
- Shen, K., Wang, J., Dong, X., 2010. Fluid inclusions of the high-pressure granulites from the Namche Barwa complex of the eastern Himalayan syntaxis, Tibet: Fluid composition and evolution in the continental subduction-zone. *Journal of Asian Earth Sciences* 38, 44-56.
- Vityk, M.O., Bodnar, R.J., 1995. Textural evolution of synthetic fluid inclusions in quartz during reequilibration, with applications to tectonic reconstruction. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 121, 309-323.

4.2. Les inclusions fluides comme témoins des circulations de fluide dans les matériaux de la lithosphère

4.2.1. Qu'est-ce qu'une inclusion fluide ? (Dubois, 2000)

Lorsqu'un cristal se forme (par précipitation à partir d'un fluide sursaturé ou au cours de phénomènes métamorphiques), sa surface présente de nombreuses imperfections qui sont intégrées à l'intérieur du minéral. Ces cavités, nommées inclusions, contiennent souvent le fluide présent lors de sa croissance. Les inclusions fluides ont des tailles variables, allant du micron à plusieurs centaines de microns, mais leur taille moyenne varie le plus souvent entre 5 et 50 μm . Ces micro-volumes de fluides étaient en contact avec les minéraux de la roche, soit au moment de la cristallisation de ceux-ci, soit postérieurement à leur formation. D'un point de vue thermodynamique, une inclusion fluide est considérée comme un système fermé. Autrement dit, la composition chimique du fluide préservé dans l'inclusion est la même que lors de la cristallisation du minéral et du piégeage du fluide. Les inclusions fluides sont donc un moyen indirect d'accéder à la composition initiale du fluide présent dans les roches quand les minéraux se sont formés.

Des expériences de synthèse d'inclusions dans différents minéraux (quartz, sels, ...) et à diverses conditions (ambiantes, hydrothermales) montrent que la vitesse de leur formation (fonction de leur vitesse de croissance) est rapide (de quelques jours à quelques mois) (Stern et Bordnar, 1984 ; Rigaudier et al., 2012). Cette rapidité de croissance permet le piégeage instantané du fluide présent au moment de la croissance des minéraux hôtes et de leurs conditions pression/température de formation. Les fluides, de diverses origines (météoriques, magmatiques, métamorphiques), circulent dans des environnements variables, qu'ils soient endogènes ou exogènes. Les inclusions fluides sont donc le témoin des conditions physico-chimiques de formation des roches, depuis la surface (évaporites, karsts, ...) jusqu'à plusieurs kilomètres de profondeur dans la croûte.

4.2.2. Bases de travail pour l'étude des inclusions fluides

L'étude des inclusions fluides n'est pas sans complexité et nécessite un examen rigoureux, tant des minéraux hôtes que de l'organisation des inclusions à l'intérieur de ceux-ci. Une description pétrographique détaillée permet de cerner au maximum la chronologie de

piégeage des fluides dans les minéraux. Malgré tout, la chronologie de cristallisation des minéraux hôtes et de piégeage des fluides dans les inclusions reste relative.

Des postulats permettent cependant de valider un certain nombre de données obtenues par l'étude des inclusions fluides (Dubois, 2000). Ces postulats sont au nombre de trois :

- **Principe de conservation de la composition**

La composition du fluide dans l'inclusion n'a pas changé depuis son piégeage. L'inclusion fluide se comporte comme un système fermé de composition constante dit « isoplèthe ». Cependant, des études expérimentales (Diamond et al., 2010) montrent que la composition initiale du fluide peut être affectée par certains phénomènes :

- La diffusion différentielle d'un constituant à travers le minéral hôte. Dans certains cas, l'eau peut diffuser préférentiellement par rapport au gaz carbonique. Ceci explique l'existence d'inclusions uniquement carboniques ou ayant un rapport $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ élevé (Bakker et Jansen, 1990 ; 1994).
- Les réactions avec le minéral hôte : précipitation/dissolution principalement pour les minéraux très solubles dans les systèmes sédimentaires et dans le manteau. Dans ce cas, les minéraux néoformés au cours d'une recristallisation renferment des inclusions fluides contenant les fluides présents lors de la précipitation de cette nouvelle phase minérale et non pas ceux ayant contribué à la cristallisation de la phase initiale (Goldstein, 1986).
- L'interaction avec les fluides ayant circulé ultérieurement dans la roche. Ce phénomène nommé « re-filling » est principalement enregistré suite à une déformation du minéral hôte et une réouverture des inclusions (Goldstein, 1986).

- **Principe de conservation du volume**

Le volume du fluide dans l'inclusion n'a pas changé depuis son piégeage. Le système est alors considéré comme « isochore », c'est-à-dire qu'il évolue à volume constant et à densité constante (d'après le premier postulat). Certains processus peuvent cependant modifier le volume d'une inclusion fluide :

- Les phénomènes de précipitation ou dissolution sur les parois de l'inclusion peuvent modifier son volume au cours d'une recristallisation.
- Les « necking-down » (ou étranglements) sont des phénomènes d'individualisation d'inclusions filles à partir d'une inclusion mère de composition hétérogène. Les phases se répartissant de manière hétérogène dans les inclusions filles, celles-ci ne

conservent donc pas les propriétés de l'inclusion mère, et donc du fluide initialement piégé (Goldstein, 2001).

- Le « stretching » (ou élargissement) correspond à une augmentation du volume de l'inclusion suite à l'activation d'hétérogénéités dans le cristal (clivages, micro-fractures). Ce processus est plus particulièrement actif au cours d'une contrainte tectonique et/ou d'une augmentation de la température (Bodnar et Bethke, 1984; Prezbindowski et Tapp, 1991 ; Goldstein, 2001 ; Tarantola et al., 2012).
- Le réchauffement et la déformation des minéraux peuvent à l'extrême engendrer une décrépitation de l'inclusion. Ce phénomène intervient lorsque la pression interne de l'inclusion est trop importante et dépasse le point de rupture du minéral hôte. Si le volume affecté par l'implosion se recristallise, il peut former des figures caractéristiques et reconnaissables (Bodnar et al., 1989 ; Vityk et Bodnar, 1995 ; Vityk et al., 1995 ; Tarantola et al., 2010)

- **Le fluide était homogène au moment du piégeage**

Cela signifie que le fluide piégé dans l'inclusion ne devait comporter qu'une seule phase. En revanche, le fluide circulant dans la roche au moment de la formation des inclusions pouvait être hétérogène (fluides eau-gaz à basse température par exemple). Pour respecter ce troisième postulat, les inclusions initiées à partir d'un fluide hétérogène doivent être formées à partir de chacune des phases en équilibre.

Références

- Bakker, R.J., Jansen, J.B.H., 1990. Preferential water leakage from fluid inclusions by means of mobile dislocations. *Nature* 345, 58-60.
- Bakker, R.J., Jansen, J.B.H., 1994. A mechanism for preferential H₂O leakage from fluid inclusions in quartz based on TEM observations. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116, 7-20.
- Bodnar, R.J., Bethke, P.M., 1984. Systematics of stretching of fluid inclusions I: Fluorite and sphalerite at 1 atmosphere confining pressure. *Economic Geology* 79, 141-161.
- Bodnar, R.J., Binns, P.R., Hall, D.L., 1989. Synthetic fluid inclusions – VI. Quantitative evaluation of the decrepitation behaviour of fluid inclusions in quartz at one atmosphere confining pressure. *Journal of Metamorphic Geology* 7, 229-242.

- Diamond, L.W., Tarantola, A., Stünitz, H., 2010. Modification of fluid inclusions in quartz by deviatoric stress. II: experimentally induced changes in inclusion volume and composition. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 845-864.
- Dubois, M., 2000. Inclusions fluides : Approche expérimentale, thermodynamique et application aux phénomènes hydrothermaux et diagénétiques. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université des Sciences et Technologies de Lille, 234 pp.
- Goldstein, R.H., 1986. Reequilibration of fluid inclusions in low-temperature calcium-carbonate cement. *Geology* 14, 792-795.
- Goldstein, R.H., 2001. Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. *Lithos* 55, 159-193.
- Prezbindowski, D.R., Tapp, J.B., 1991. Dynamics of fluid inclusion alteration in sedimentary rocks: a review and discussion. *Organic Geochemistry* 17, 131-142.
- Rigaudier, T., Gardien, V., Martineau, F., Reverdy, G., Lecuyer, C., 2012. Hydrogen and oxygen reference materials for the analysis of water inclusion in halite. *Geostandards and Geoanalytical research* 1, 51-59.
- Sterner, S.M., Bodnar, R.J., 1984. Synthetic fluid inclusions in natural quartz I: compositional types synthesized and application to experimental petrology. *Geochimica Cosmochimica Acta* 48, 2659-2668.
- Tarantola, A., Diamond, L.W., Stünitz, H., 2010. Modification of fluid inclusions in quartz by deviatoric stress. I: experimentally induced changes in inclusion shapes and microstructures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 825-843.
- Tarantola, A., Diamond, L.W., Stünitz, H., Thust, A., Pec, M., 2012. Modification of fluid inclusions in quartz by deviatoric stress. III: Influence of principal stresses on inclusion density and orientation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 164, 537-550.
- Vityk, M.O., Bodnar, R.J., 1995. Textural evolution of synthetic fluid inclusions in quartz during reequilibration, with applications to tectonic reconstruction. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 121, 309-323.
- Vityk, M.O., Bodnar, R.J., Dudok, I.V., 1995. Natural and synthetic re-equilibration textures of fluid inclusions in quartz (Marmarosh diamonds): Evidence for refilling under conditions of compressive loading. *European Journal of Mineralogy* 7, 1071-1087.

4.3. Composition isotopique (C, O, H) des quartz et calcites des veines et de leurs inclusions fluides (Conglomérats de St-Lions, Oligocène) : implication sur la circulation de fluides au cours de l'exhumation des massifs alpins

4.3.1. Cadre de l'étude

Les différentes études menées dans le bassin de Barrême (Figure 4-1a), qu'elles proviennent de la littérature ou de cette thèse, contraignent désormais très bien la dynamique de dépôt des sédiments marins et continentaux ayant comblé cette paléo-vallée au cours du Cénozoïque (45-20 Ma). Les premiers apports alpins sont enregistrés au Rupélien (~30-29 Ma ; Figure 4-1a) dans la succession fini-Nummulitique des Conglomérats de Clumanc et de St-Lions et des Grès de Senez contenant pour partie des galets de basalte, de gabbro, de serpentinite et de radiolarite provenant de la zone interne Piémontaise (Morag et al., 2008 ; Bernet et al., 2009 ; Cordey et al., 2012 ; Schwartz et al., 2012 ; Jourdan et al., 2012), interprétée comme appartenant au prisme d'accrétion associé à la subduction alpine (localisation Figure 2-4).

Des galets contenant des veines à remplissage de quartz et/ou de calcite ont été prélevés dans la formation des Conglomérats de St-Lions. L'orientation des veines contenues dans ces galets est aléatoire et la matrice sableuse ne contient pas de fracture cimentée (Figures 4-1b et 4-1c). Ces observations permettent de proposer que les fentes se sont ouvertes dans des roches en place, avant leur érosion.

Les conglomérats sont plus ou moins bien cimentés. Cependant, ils présentent localement un ciment calcitique, qui a entièrement remplacé (postérieurement au dépôt) la matrice sableuse autour d'un ensemble de galets (Figure 4-1d).

Les galets qui composent cette formation sont :

(1) des calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé supérieur des reliefs adjacents à la paléo-vallée.

(2) des calcaires de la succession sous-jacente nummulitique.

(3) des calcaires et grès du Crétacé supérieur provenant de la plate-forme carbonatée de Castellane située à environ 30 km au sud de Barrême. Ces galets ont été remobilisés lors de l'érosion de la formation sous-jacente des Conglomérats d'Argens.

(4) des basaltes, gabbros, serpentinites, radiolarites provenant des Alpes internes.

(5) des calcaires et grès dolomités du Trias. La provenance de ces galets reste incertaine, car ces faciès sont présents à la fois dans les Alpes internes (zone Briançonnaise) et dans le bassin d'avant-pays (nappe de Digne).

(6) des grès micacés qui sont un des faciès des Flyschs à Helminthoïdes.

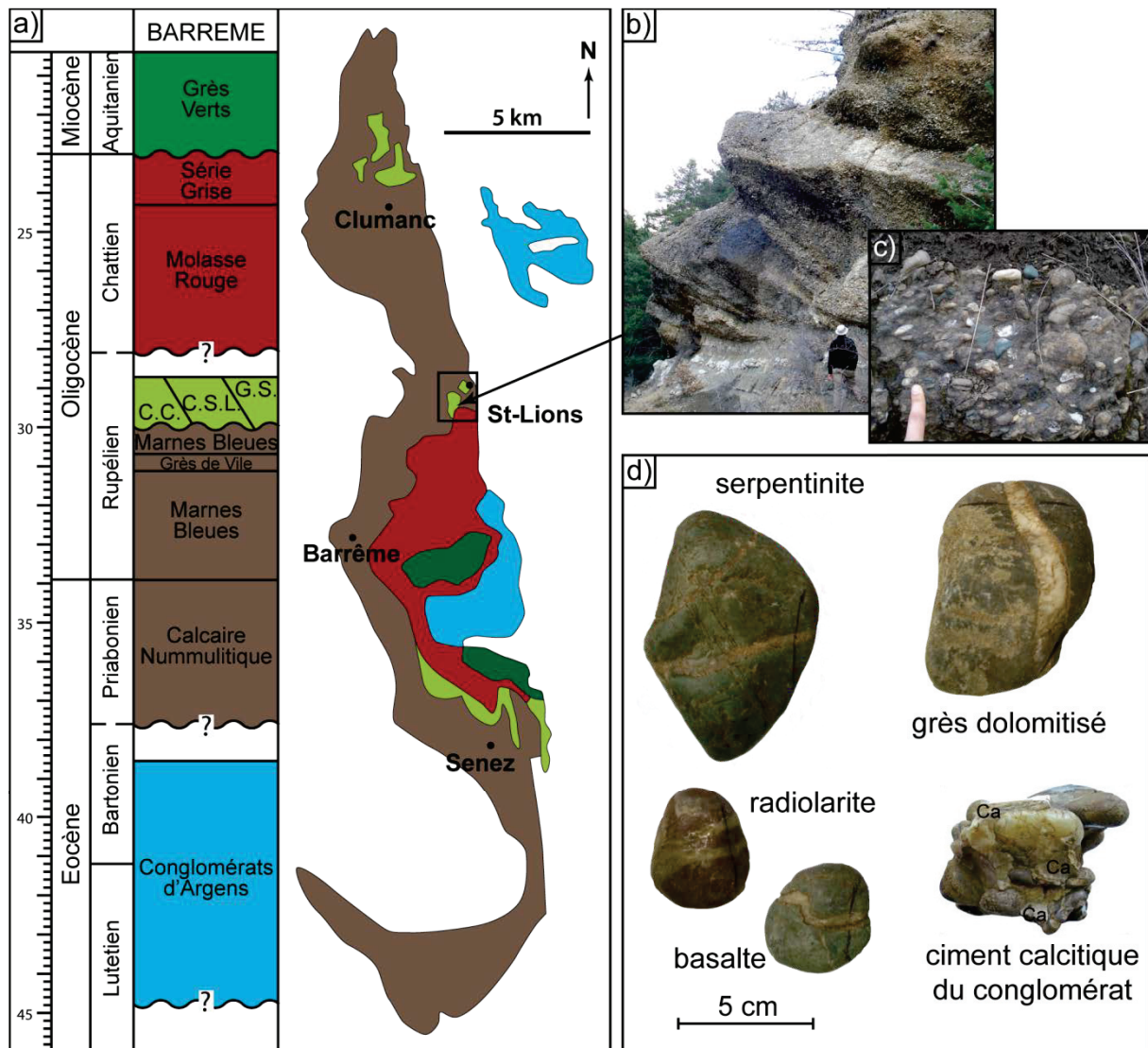


Figure 4-1. a) Cadre géologique et stratigraphique du synclinal de Barrême, b) localisation et photos des Conglomérats de St-Lions échantillonnés, c) vue agrandie du conglomérat montrant l'absence de veines dans la matrice, d) exemples de galets contenant des veines de quartz et/ou de calcite et de cimentation calcitique tardive du conglomérat.

Plusieurs galets de chaque lithologie et contenant au moins une veine de quartz et/ou de calcite ont été sélectionnés (Figure 4-1d). L'étude pétrographique en lame mince, a mis en évidence que certaines veines ne contenaient pas ou trop peu d'inclusions fluides, ou que ces

dernières étaient trop petites pour pouvoir effectuer les différentes mesures prévues dans cette étude. Nous avons donc conservé pour cette étude des galets de basalte, serpentinite, grès et calcaire dolomitisés, ainsi que le ciment calcitique du conglomérat.

4.3.2. Techniques Analytiques (protocoles détaillés en Annexe 2)

Les différentes roches échantillonnées ont été affectées par une superposition de micro- et méso-structures (veines, fractures). C'est pourquoi il est important de faire une chronologie relative de la formation de ces fractures, et à l'intérieur d'une fracture, la chronologie relative de cristallisation des minéraux hôtes (quartz et calcite). Chaque échantillon a donc fait l'objet d'une description pétrographique et structurale à partir de lames minces. Une analyse en cathodoluminescence a été faite afin de visualiser les différentes générations de microfractures, d'éventuelles zonations de croissance ou phénomènes de dissolution et recristallisation des minéraux. Cette description pétrographique au microscope optique est également importante afin de sélectionner les échantillons contenant suffisamment d'inclusions fluides pour les analyses.

En suivant les critères établis par Roedder (1984) et Van den Kerkhof et Hein (2001), les inclusions primaires et secondaires ont été discriminées à partir d'une description pétrographique sur lame épaisse à température ambiante. Par définition, les fluides contenus dans les inclusions primaires ont été piégés au cours de la croissance du cristal, alors que les fluides contenus dans les inclusions secondaires ont été piégés postérieurement à la croissance du minéral hôte. Van den Kerkhof et Hein (2001) font référence à des inclusions dites « pseudo-secondaires » contenues dans des micro-fractures formées au cours de la précipitation du cristal. Ces micro-fractures sont toujours intra-grains (contenues dans le minéral hôte) contrairement aux inclusions secondaires qui sont inter-grains. De ce fait, les micro-fractures composées d'inclusions pseudo-secondaires sont considérées dans cette étude comme étant des inclusions primaires. La description des inclusions (taille, forme, nombre de phases, organisation) a mis en évidence l'existence de processus secondaires et postérieurs au piégeage des fluides, tels que des déformations ou des variations des conditions de pression et température. Seules les inclusions ne présentant pas de déformation visible, et considérées comme respectant les postulats présentés précédemment, ont été utilisées pour les analyses suivantes.

Une micro-analyse au spectromètre Raman des inclusions a permis d'identifier la nature des fluides piégés.

Des analyses microthermométriques ont été réalisées à l'aide d'une platine chauffante/réfrigérante couplée à un microscope optique. Les températures d'homogénéisation (Th) et finale de fusion de la glace (Tf) ont été mesurées. Les températures finales de fusion de la glace obtenues, comprises en moyenne entre -12°C et 0°C, montrent que le fluide était enrichi en NaCl et/ou KCl. Les Tf ont alors été converties en pourcentage équivalent en poids de NaCl (%NaCl_{eq}) à partir de l'équation de Bodnar (1993). La température d'homogénéisation (lorsqu'il ne reste plus qu'une seule phase dans l'inclusion) indique la température minimum de formation de l'inclusion. En utilisant l'équation de Zhang et Frantz (1987), les températures et pressions de piégeage ont pu être estimées à partir des isochores construites.

Enfin, la composition en isotopes stables (oxygène, hydrogène et carbone) a été mesurée afin de déterminer la (ou les) source(s) des fluides qui ont cimenté les veines de quartz et calcite. Ces analyses ont été réalisées sur :

- (1) les minéraux hôtes ayant précipité dans les veines de quartz ($\delta^{18}\text{O}$) et de calcite ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$)
- (2) les fluides contenus dans les inclusions ($\delta^{18}\text{O}$ et δD)
- (3) la calcite interstitielle qui a cimenté les galets après leur dépôt dans le bassin de Barrême ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$)

4.3.3. Pétrographie des veines

4.3.3.1. Composition et cimentation des veines

Description pétrographique

La **cimentation des veines** : les cristaux de taille millimétrique à centimétrique sont soit de la calcite (Figure 4-2a), soit du quartz (Figure 4-2b). Certaines veines mixtes (quartz + calcite) montrent clairement deux stades de cristallisation des minéraux (Figure 4-2c).

Les **textures** des veines sont variées. La géométrie des cristaux reflète la vitesse d'ouverture des veines, mais également des contraintes éventuelles qu'elles subissent au cours de leur ouverture. On retrouve ainsi :

- (1) Des croissances **géodiques** caractérisées par des cristaux automorphes à sub-automorphes qui ont le temps de croître sans compétition, soulignant une ouverture constante et relativement lente des veines (Figure 4-2a).

(2) Des croissances **fibreuses** au cours desquelles les cristaux sont allongés et orientés perpendiculairement aux épontes. Dans ce cas, la croissance est orientée et les cristaux sont soumis à une compétition, ce qui reflète plutôt une ouverture rapide des veines (Figure 4-2d).

(3) Un échantillon en particulier (SL2c) montre une géométrie sigmoïdale dite « **syntaxiale** » (Figure 4-2e ; Ramsey et Huber, 1983), illustrant l'accommodation syntectonique des cristaux à une contrainte en cisaillement au cours de l'ouverture de la veine.

(4) Des croissances **palissadiques** dans certaines veines mixtes, soulignant au moins deux stades d'ouverture des veines, chaque stade étant caractérisé par la croissance de quartz en petits cristaux tapissant les épontes de la veines, puis de gros cristaux millimétriques de calcite (Figure 4-2f). Un basalte (SL1e) est caractérisé par une petite palissade de **cristaux d'adulaires** de long des épontes de la veine principale (Figure 4-2g), puis une étape de croissance de quartz millimétrique.

Dans certaines veines on observe de **la chlorite et de l'épidote**, que l'on voit dans les roches endogènes ou exogènes. On retrouve ces minéraux autant dans des fractures précoces recoupées par les veines principales, que dans les veines de calcite (Figure 4-2h).

Interprétations

L'ensemble des caractéristiques pétrographiques décrites ci-dessus soulignent une histoire complexe d'ouverture et de cimentation des veines étudiées. De plus, la superposition systématique de micro-fractures secondaires met en évidence la réouverture des veines et la précipitation de nouveaux minéraux. La première phase de cristallisation est caractérisée par la formation de chlorite et d'épidote qui indique des conditions de faible métamorphisme. La présence d'adulaires dans un échantillon, met en évidence la circulation d'un fluide hydrothermal enrichi en potassium (Černý et Chapman, 1986), résultant probablement de l'altération de roches basaltiques.

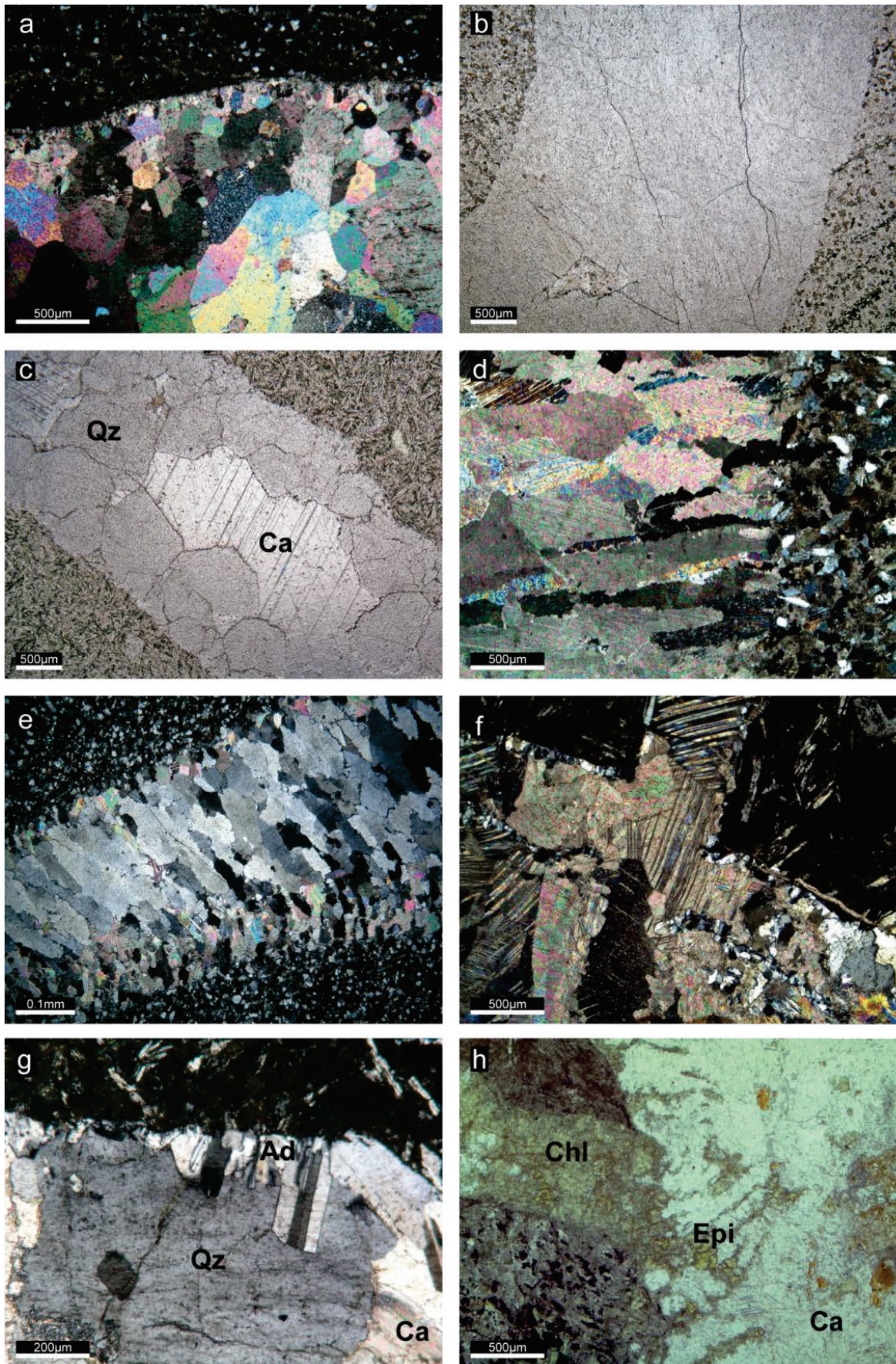


Figure 4-2

Figure 4-2. Photos illustrant les caractéristiques pétrographiques des veines étudiées. a) Veine dominée par de la calcite et à croissance géodique ; b) Veine dominée par le quartz ; c) Veine mixte ; d) Exemple d'une croissance fibreuse ; e) Croissance syntaxiale ; f) Croissance palissadique présentant ici plusieurs stades d'ouverture de la veine. La veine principale est recoupée par une veine secondaire dominée par la calcite ; g) Palissade d'adulaires sur l'échantillon SL2e ; h) Cristaux de chlorite et d'épidote ayant précipité avant et pendant la cristallisation de la fracture principale.

4.3.3.2. Textures et structures secondaires

Déformation

L'étude pétrographique des veines montre des textures de déformation qui affectent principalement les cristaux de quartz qui présentent des extinctions roulantes (Figure 4-3a) et des recristallisations de sous-grains en limites de grains parents (Figure 4-3b).

Ces textures témoignent d'une déformation ductile postérieure à la cristallisation initiale des grains dans les veines (Twiss et Moores, 1997) à des températures avoisinant les 300°C en accord avec la présence de chlorite et d'épidote.

Dissolution/Recristallisation

Dans les veines à remplissage mixte, les grains de quartz en contact avec la calcite présentent des bordures très irrégulières témoignant d'une phase de dissolution avant ou pendant la précipitation de calcite, allant jusqu'au remplacement du quartz par de la calcite (Figures 4-3c et 4-3d). De plus, le long des micro-fractures à remplissage calcitique, les grains de quartz se caractérisent par une bordure appauvrie en inclusions fluides par rapport à leurs cœurs (Figures 4-3e et 4-3f).

Nous interprétons ces structures comme étant associées à la circulation d'un fluide secondaire calcitique postérieurement à la croissance des quartz formés au cours d'une phase précoce d'ouverture des veines. Ce phénomène de recristallisation permet le piégeage d'inclusions fluides dans une nouvelle zone de croissance, de la même manière que pendant la phase initiale de cristallisation du grain (Folk, 1965 ; Goldstein, 2001). Ces inclusions fluides néoformées sont alors les seules piégées en bordure de grains.

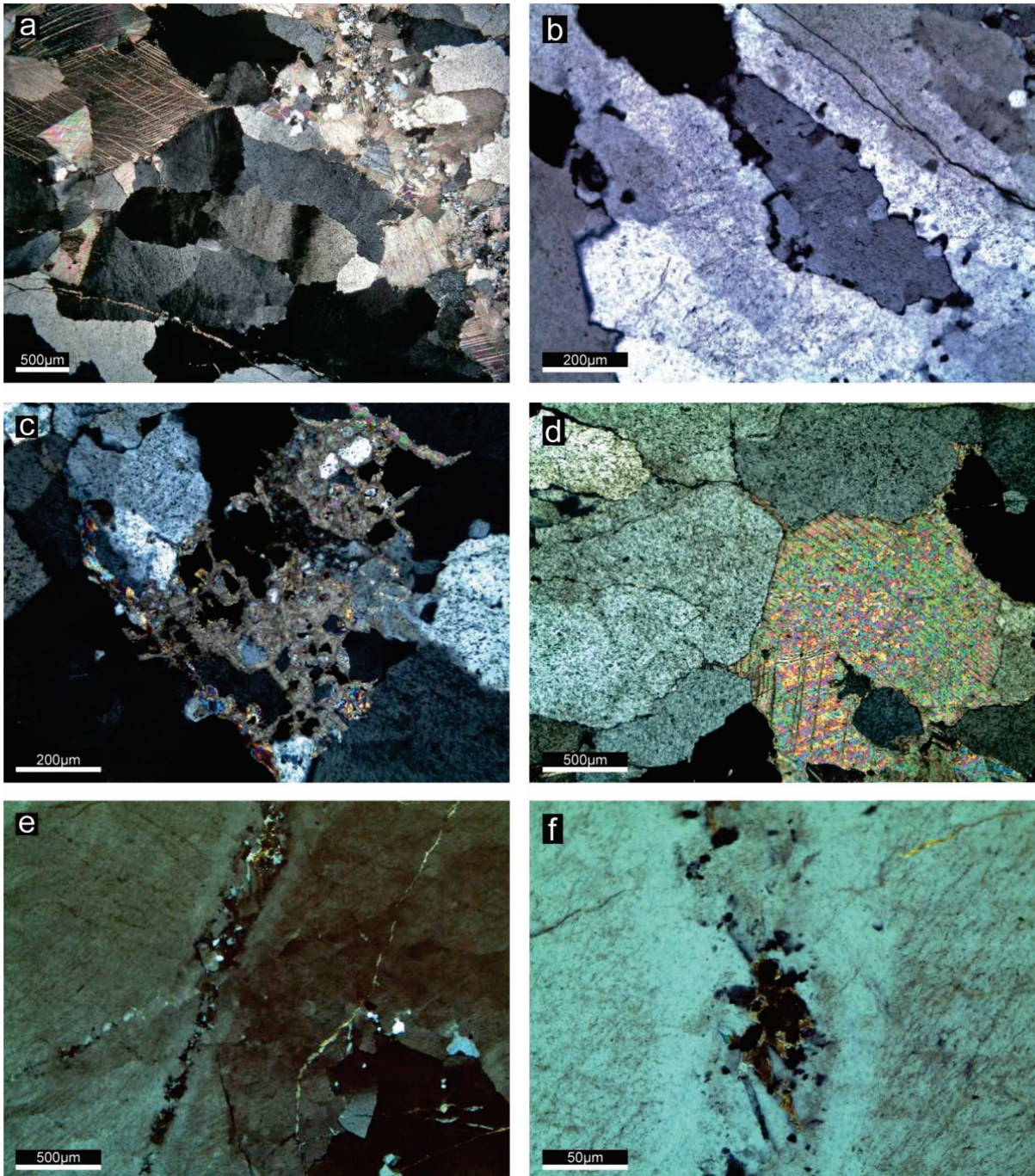


Figure 4-3. Textures de déformation et dissolution/recristallisation affectant les cristaux. a) extinctions roulantes dans les quartz par migration et mise en parois des dislocations ; b) recristallisation de sous grains par montée des dislocations ; c) bordures irrégulières des quartz en contact avec la calcite ; d) cristallisation de calcite au dépend des grains de quartz; e) zone de quartz dépourvue d'inclusions fluides en bordure d'une micro-fracture; f) zoom sur la micro-fracture dans le grain de quartz.

4.3.4. Cathodoluminescence

Les cristaux de quartz et de calcite sont clairement différenciés en cathodoluminescence par des intensités de longueurs d'onde variables avec des teintes toujours plus foncées correspondant au quartz et plus claires correspondant à la calcite. On observe également des micro-fractures secondaires cimentées par de la calcite dans tous les échantillons (Figure 4-4), mettant en évidence les processus d'altération physico-chimiques qui affectent les veines.

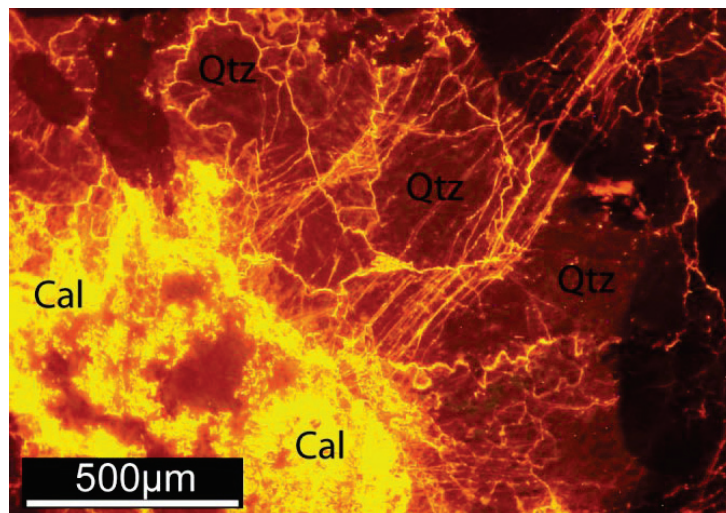


Figure 4-4. Photo en cathodoluminescence illustrant le développement de micro-fractures secondaires cimentées par de la calcite et recoupant la veine principale.

4.3.5. Pétrographie des inclusions fluides

4.3.5.1. Typologie des inclusions fluides

Les cristaux de quartz et de calcite remplissant les veines contiennent principalement des inclusions fluides biphasées (liquide + gaz) enrichies en liquide : le volume de la bulle de gaz est compris entre 5 et 10% du volume total de l'inclusion. Les analyses au spectromètre Raman ont permis l'identification de différents fluides. Le spectre de l'eau caractérise la phase liquide et domine la phase gazeuse (pic entre 3200 et 3500 cm^{-1}). Les deux pics spécifiques du CO_2 (1285 et 1387 cm^{-1}) caractérisent certaines bulles de gaz (Figure 4-5). Des inclusions fluides monophasées ne contenant que de l'eau apparaissent plus rarement. Ces inclusions très petites ne sont pas considérées dans cette étude, car les mesures microthermométriques ne sont pas réalisables (notamment la Th).

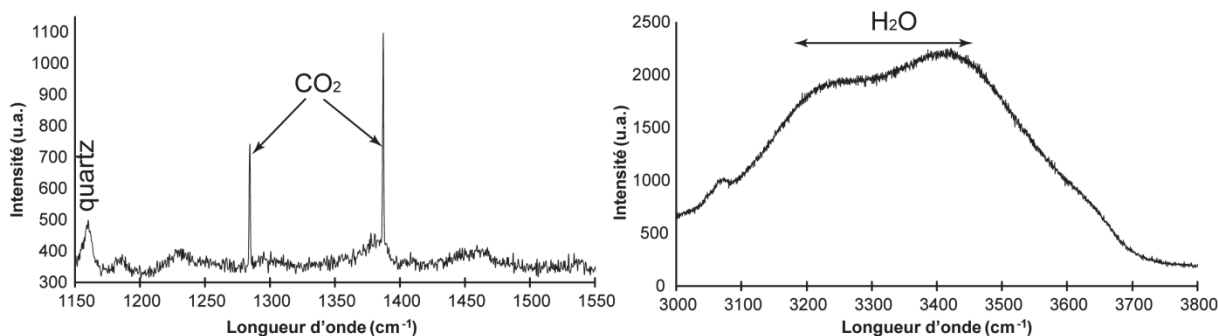


Figure 4-5. Spectres caractéristiques de l'eau et du dioxyde de carbone obtenus par analyse au spectromètre Raman.

Les inclusions primaires sont isolées (IF1, Figure 4-6a), regroupées en cluster ou réunies en petits trains d'inclusions (« trails ») intra-granulaires soulignant l'orientation de croissance du cristal hôte. Leur forme dépend du réseau cristallin du minéral hôte, rhomboédrique pour la calcite et hexagonal pour le quartz. Leur taille est comprise entre 5 et 20 μm , avec une taille moyenne autour de 10 μm . Les inclusions secondaires se présentent sous forme de trails intra-granulaires (IF2, Figure 4-6a) ou trans-granulaires (micro-fractures, Figure 4-6b) qui sont indépendants de l'orientation de croissance des cristaux hôtes et recoupent les surfaces cristallographiques. Les inclusions secondaires ont une taille moyenne de 5 μm .

4.3.5.2. Des formes et des textures de déformation post-piégeage

Descriptions

Les échantillons contiennent souvent de petites inclusions irrégulières monophasées et biphasées organisées en trails (Figure 4-6c). Ces textures nommées « necking-down » ne présentent aucune orientation préférentielle. Les inclusions fluides des quartz montrent communément des formes irrégulières formant des branches à leurs extrémités (Figure 4-6d). On observe également des inclusions fluides présentant des formes dendritiques caractérisées par une grosse inclusion biphasée entourée de plus petites monophasées (Figure 4-6e). Une texture particulière vue dans un seul échantillon (SL2i) est soulignée par un halo de petites inclusions filles monophasées entourant une inclusion mère biphasée (Figure 4-6f). Ce type de texture s'apparente à une décrépitation (explosion) d'une inclusion fluide initiale sous l'effet d'une augmentation de température.

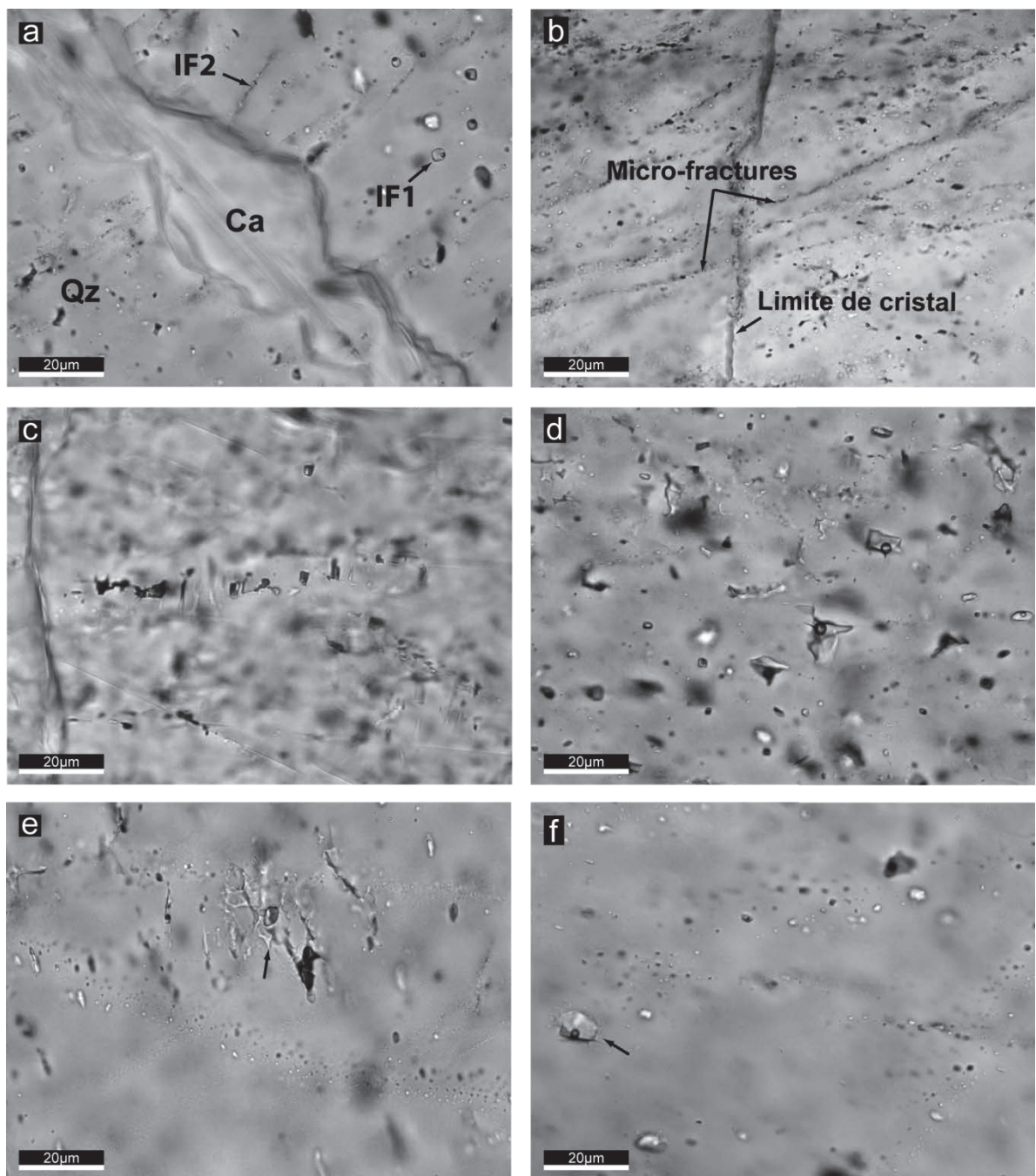


Figure 4-6. Photos illustrant les caractéristiques morphologiques des inclusions fluides. a) inclusions primaires isolées (IF1) et secondaires en trails intra-grains (IF2) ; b) micro-fractures trans-granulaires contenant des inclusions secondaires; c) necking-down comportant des inclusions filles néoformées; d) inclusions primaires montrant des formes irrégulières et branchues ; e) texture dendritique d'une inclusion mère biphasée entourée d'inclusions néoformées monophasées ; f) halo de petites inclusions filles monophasées entourant une inclusion mère biphasée.

Interprétations

La forme des inclusions fluides est très variable et ne correspond plus à une forme classique d'inclusion primaire. Les formes dendritiques et dentelées témoignent de déformations des inclusions fluides résultant soit de contraintes enregistrées par les cristaux, soit des variations des conditions pression/température après la cristallisation des minéraux hôtes. Les necking-down, présents dans l'ensemble des échantillons étudiés, se forment à partir d'une inclusion mère (Roedder, 1984). Au cours d'une diminution de température, celle-ci se divise en plusieurs inclusions filles présentant ou non une bulle de gaz. Les expérimentations effectuées par Tarantola et al. (2010) montrent que des inclusions fluides soumises à des contraintes déviatoriques se déforment et présentent, selon l'intensité de la contrainte des textures similaires à celles observées dans les calcites et les quartz des veines que nous avons étudiées. En particulier, les textures branchues et dendritiques que nous observons (Figures 4-6d et 4-6e) semblent compatibles avec des contraintes faibles à moyennes allant jusqu'à 162 MPa. Le halo d'inclusions néoformées autour d'une inclusion mère relique est interprété en terme d'une décompression isotherme et/ou d'une diminution de la température de l'échantillon à pression constante (Vityk et Bodnar, 1995; Van den Kerkhof et Hein, 2001). Cependant, un seul halo a pu être clairement décrit dans un échantillon, ce qui est insuffisant pour être représentatif de conditions P-T globales enregistrées par l'ensemble des veines.

Les processus de déformation tectonique et de ré-équilibration de pression et de température à l'origine de ces textures particulières ont pu être également à l'origine de variations de composition (re-filling), de volume ou de densité (necking-down). Dans ce cas, les postulats énoncés précédemment ne sont plus respectés. C'est pourquoi, les inclusions présentant des textures de déformation n'ont pas été utilisées pour les mesures microthermométriques.

4.3.6. Analyses microthermométriques

Descriptions

Les données obtenues par microthermométrie dans le quartz et la calcite sont synthétisées dans le Tableau 4-1 et illustrées dans la Figure 4-7 ci-dessous. L'ensemble des mesures effectuées sont présentées en Annexe 3.

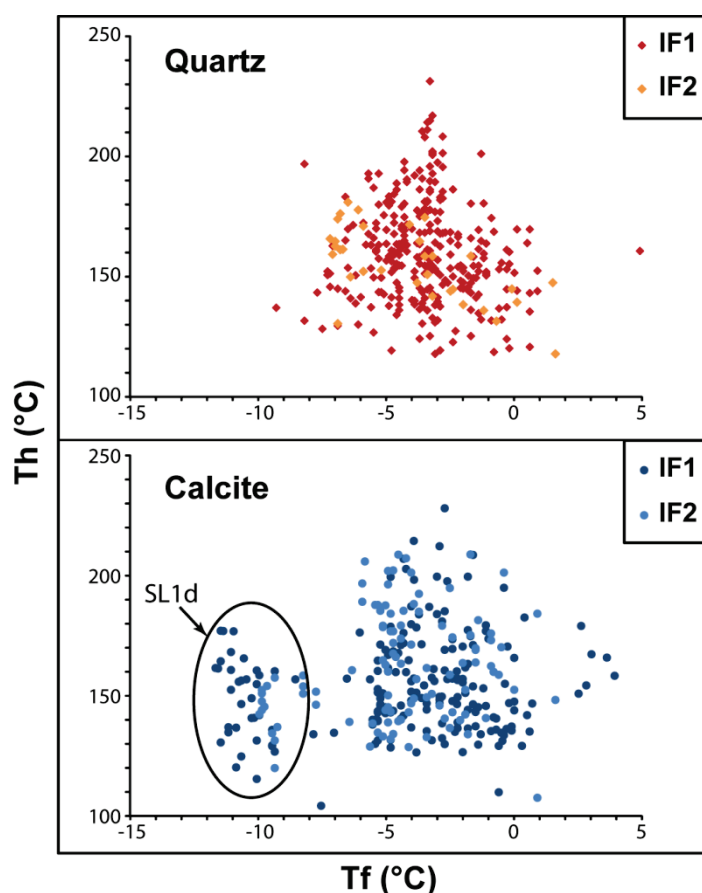


Figure 4-7. Synthèse des mesures microthermométriques effectuées sur les inclusions fluides primaires (IF1) et secondaires (IF2) dans le quartz et dans la calcite.

Les températures de fusion finale de glace (Tf) obtenues dans le quartz et la calcite montrent dans les deux cas une distribution moyenne entre $-5,5^{\circ}\text{C}$ et $0,0^{\circ}\text{C}$ (Figure 4-7). Ces valeurs indiquent que le fluide piégé dans les inclusions n'était pas de l'eau pure mais une saumure contenant respectivement une équivalence en poids de sels de $0,0$ à $7,6\ \%\text{NaCl}_{\text{eq}}$ (Bodnar, 1993). Cependant, les cristaux de calcite de l'échantillon SL1e (basalte altéré, Tableau 4-1) montrent une distribution bimodale avec des Tf variant de $-12,0$ à $-9,0^{\circ}\text{C}$ donnant des salinités plus élevées comprises entre $9,8$ et $11,3\ \%\text{NaCl}_{\text{eq}}$ et des Tf comprises entre $-5,5$ à $0,0^{\circ}\text{C}$, donnant des salinités similaires aux autres échantillons ($0,0$ à $7,6\ \%\text{NaCl}_{\text{eq}}$).

Des variations de Tf sont tout de même remarquables entre les veines des galets endogènes qui enregistrent des salinités entre $6,0$ et $11,3\ \%\text{NaCl}_{\text{eq}}$ et celles des galets d'origine exogène dont les salinités sont légèrement plus faibles et comprises entre $2,0$ et $6,7\ \%\text{NaCl}_{\text{eq}}$.

Echantillon	Pétrologie du galet	Minéral hôte	Nb	Inclusion	Tf (°C)		Th (°C)		Salinité (%wtNaCl)		Remarques
					Gamme	Moy.	Gamme	Moy.	Gamme	Moy.	
SL1a	Basalte	quartz calcite	50 49	IF1 IF1	-6 à 1 -6 à 1	-4 -4	119 à 173 107 à 236	143 147	-1,1 à 8,7 -1,3 à 8,8	6 6,4	
SL1b	Serpentine recristallisée	quartz	16	IF1	-5 à 1	-4	137 à 185	162	-0,9 à 8,0	6	
SL1d	Basalte altéré	calcite calcite	59 43	IF1 IF2	-12 à 2 -10 à 1	-6 -7	104 à 187 108 à 196	149 153	-4,5 à 17,7 -1,4 à 13,9	11,3 9,8	bimodalité (Tf _{moy} à -10,3 et -3,1) bimodalité (Tf _{moy} à -9,2 et -4,9)
SL1e	Basalte	quartz calcite	44 11	IF1 IF2	-9 à 1 -5 à -3	-5 -4	129 à 197 129 à 179	156 154	-1,1 à 13,2 4,2 à 8,1	7,6 6,4	
SL2b	Calcaire gréseux	calcite	11	IF1	-4 à 0	-2	131 à 198	160	0,7 à 6,4	3,9	
SL2c	Grès dolomitique	quartz calcite	50 9	IF1 IF1	-5 à 0,9 -5 à -4	-3 -4	143 à 198 147 à 202	171 169	-1,6 à 7,9 6,1 à 7,2	4,9 6,7	
SL2g	Grès dolomitique	quartz	51	IF1	-4 à -0,2	-3	118 à 202	159	0,3 à 6,5	4,3	
SL2h	Calcaire gréseux dolomitique	calcite	50	IF2	-6 à 2	-3	132 à 208	170	-2,8 à 9,2	4,5	
SL2i	Calcaire gréseux	quartz	33	IF1	-7 à 1	-3	131 à 172	158	-1,6 à 10,6	5,3	
		quartz	33	IF2	-7 à 2	-4	118 à 181	155	-3 à 10,7	6,3	
		calcite	11	IF1	-7 à 0	-4	129 à 187	163	0,3 à 10,0	6,1	
SL3b	Grès dolomitique	quartz	50	IF1	-4 à -2,6	-3	132 à 232	178	2,2 à 4,3	5,1	
SL5a	Grès micacé	calcite	50	IF1	-5 à 0,5	-2	129 à 212	162	-7,4 à -0,7	2	

Tableau 4-1. Synthèse des données microthermométriques obtenues sur l'ensemble des échantillons étudiés.

Il est également à noter la présence de valeurs de fusion de la glace positives (T_f entre 0,0 et 5,0°C) obtenues dans certains échantillons. Ces valeurs sont attribuées à un état de métastabilité fréquemment observé dans des inclusions fluides contenant de l'eau douce (Roedder, 1984).

Par réchauffement, les inclusions fluides homogénéisent en phase liquide. On peut remarquer que les températures d'homogénéisations (T_h) se situent dans des gammes (écart-types) allant de 130°C à 190°C (Figure 4-7) ; les températures moyennes étant entre 143 et 178°C (Tableau 4-1). Ceci suggère que les conditions de piégeage des fluides étaient semblables quelle que soit la lithologie de la roche encaissante ou du minéral hôte ayant cimenté les veines. Les T_h mesurées dans le quartz et dans la calcite ne permettent aucune différenciation claire entre les inclusions primaires et les inclusions secondaires (Figure 4-8). Ceci souligne que les conditions de piégeage des fluides sont restées relativement stables tout au long des différentes phases de cristallisation des veines.

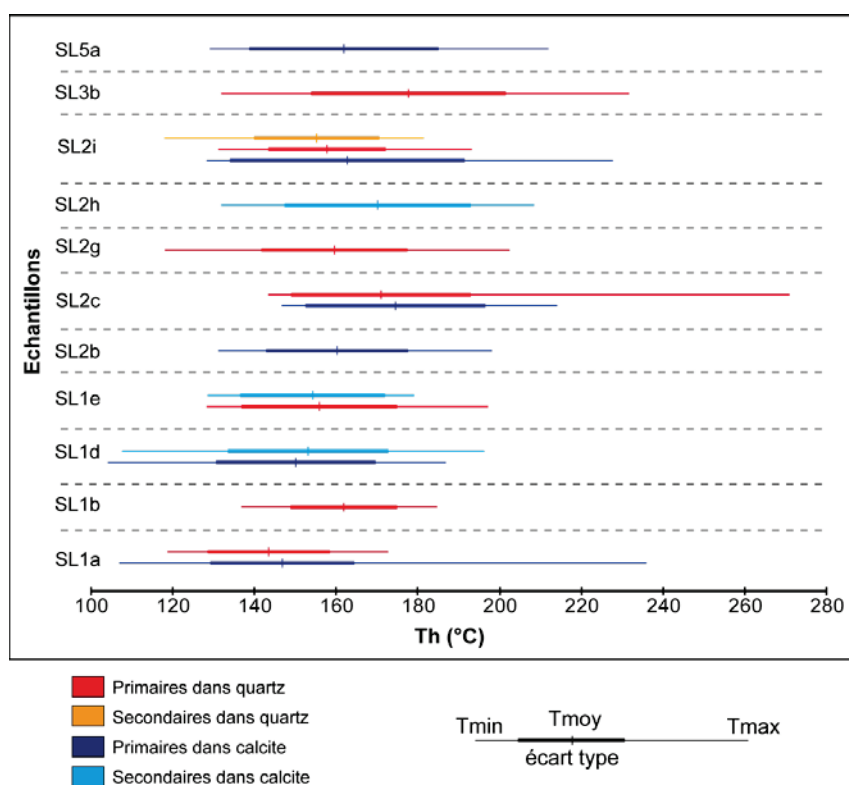


Figure 4-8. Températures d'homogénéisations des inclusions primaires et secondaires contenues dans les grains de quartz et de calcite des veines recoupant les galets des Conglomérats de St-Lions.

Afin de tester une éventuelle évolution de la composition du fluide (Tf) et/ou de ses conditions de piégeages (Th), des mesures ont été effectuées sur des inclusions fluides localisées au cœur ou en bordure des grains, eux-mêmes localisés au cœur ou aux épontes des veines. Dans le cas des veines monocristallines, aucune différence significative n'a pu être soulignée en fonction de la localisation de la mesure. Dans les veines mixtes, bien que les valeurs restent dans les mêmes gammes (entre $-6,0$ et $0,0^{\circ}\text{C}$; Figure 4-7, Tableau 4-1), on observe des variations de Tf à l'intérieur d'un même grain. Pour l'exemple illustré ci-dessous (SL1a ; Figure 4-9), les mesures ont été effectuées dans des quartz liés à la première phase de cimentation de la veine (éponge fente) et dans des calcites associées à la seconde phase de cimentation (centre fente). Dans le quartz, les Tf sont comprises entre $-4,8^{\circ}\text{C}$ et $-2,0^{\circ}\text{C}$ respectivement à l'éponge et vers le cœur de la veine (Figure 4-9). La calcite montre des valeurs plus homogènes (moyenne à $-2,5^{\circ}\text{C}$), dans la même gamme de températures que celles obtenues dans le quartz, mais plus proches de celles obtenues en bordure du quartz (moyenne à $-2,0^{\circ}\text{C}$) que au cœur (moyenne à $-4,3^{\circ}\text{C}$). Ces tendances ne sont cependant pas reproductibles d'un échantillon à l'autre.

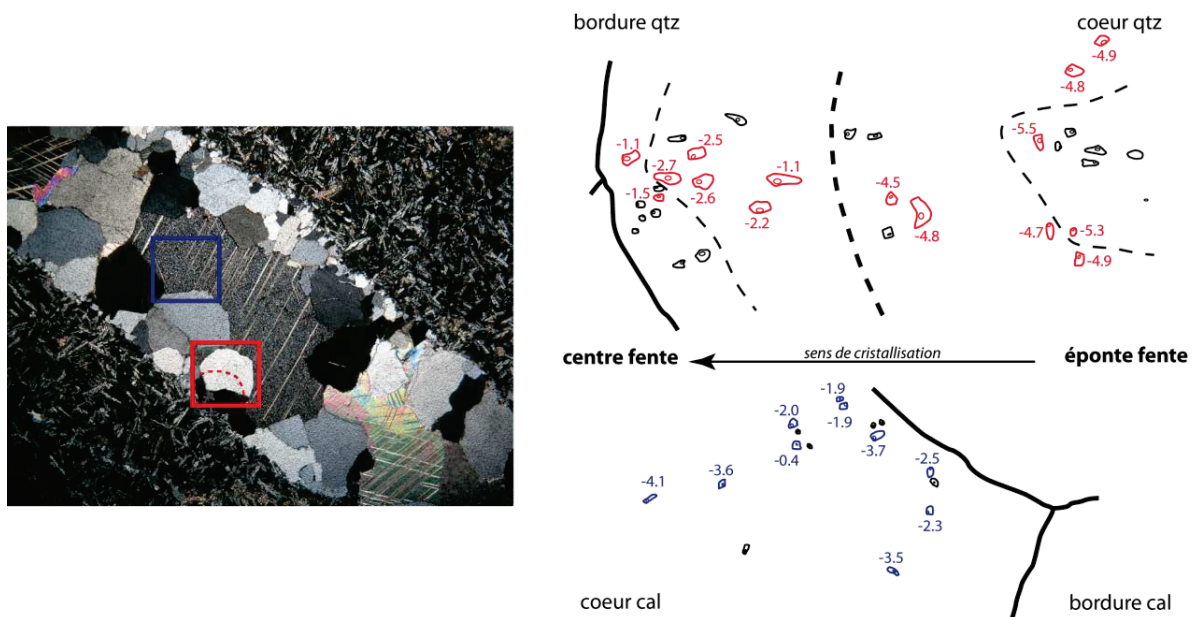


Figure 4-9. Exemple de mesures sur des inclusions localisées dans les grains. Echantillon SL1a.

Interprétations

Sur l'ensemble des données obtenues par microthermométrie, les valeurs de T_h et de T_f sont relativement homogènes (Figure 4-7). Or, les observations pétrologiques des veines mixtes montrent que la cimentation des fentes s'est effectuée en deux étapes, avec une première étape de cristallisation de quartz et une seconde de cristallisation de calcite (Figure 4-2c). En regardant plus en détail, nous avons vu que les T_f des inclusions fluides de la bordure des grains de quartz en contact avec les calcites secondaires sont proches. De plus, l'observation des veines en microscopie (Figures 4-3c, 4-3d, 4-3e et 4-3f) et en cathodoluminescence (Figure 4-4) a clairement montré des textures de dissolution et de recristallisation associées à de nombreuses micro-fractures secondaires. Cette circulation tardive de fluide pourrait expliquer l'évolution de la composition des fluides dans les cristaux due à ces phénomènes de dissolution/recristallisation et ayant pour conséquence de former de nouvelles inclusions primaires en bordure des quartz (Figures 4-3e et 4-3f).

Enfin, les plus faibles valeurs de T_f obtenues dans les minéraux qui cimentent les veines du basalte altéré (échantillon SL1e) soulignent des salinités supérieures à la moyenne (autour de 10%NaCl_{eq}) obtenue dans les autres échantillons (entre 0,0 et 7,6 %NaCl_{eq}). Cette différence de salinité suggère le piégeage d'un fluide secondaire enrichi en sels suite à une phase d'altération du basalte encaissant. Cette hypothèse est soutenue par les abondantes micro-fractures calcitiques mises en évidence par cathodoluminescence dans ce galet (Figure 4-4).

4.3.7. Analyses isotopiques

Les analyses isotopiques (C et O) réalisées sur les quartz et les calcites ayant cimenté les veines, ainsi que sur l'eau (O et D) contenue dans les inclusions fluides des cristaux sont synthétisées dans le Tableau 4-2.

Echantillon	Pétrologie du galet	Minéral hôte	Analyses isotopiques minéral hôte		Analyses isotopiques inclusions fluides			
			$\delta^{18}\text{O}$ (‰ SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	Inclusion	δD (‰ SMOW)	$\delta^{18}\text{O-1}$ (‰ SMOW)	$\delta^{18}\text{O-2}$ (‰ SMOW)
SL1a	Basalte	quartz calcite	22,8 20,7	-2,01	IF1	-26,6	2,6	6,88 10,0
SL2b	Calcaire gréseux	calcite	27,3	-1,14				18,1
SL2c	Grès dolomitique	quartz	23,3		IF1	-43,3 / -45,3	35 / 33,4	9,54
SL2g	Grès dolomitique	quartz	23,5		IF1	-60,2	33	8,84
SL2h	Calcaire gréseux dolomitique	calcite	25,7	2,05	IF1 IF2	-73,3 -44,6		17,43
SL2i	Calcaire gréseux	quartz calcite	26,3 24,5	1,35	IF1 IF2	-35,9 -28,7		11,29 15,49
SL3b	Grès dolomitique	quartz	24,7		IF1 IF2	-49,4 / -44,5 / -47,8 -24	17 / 17 / 16 1,3	11,48
SL5a	Grès micacé	calcite	25,3	1,69	IF1	-58,1 / -42,7		16,19
SL3e	Ciment du conglomérat	calcite	19,9 / 19,97	-1,68 / -1,71				
Standard	Marbre de Carrare		29,14	2,07				

Tableau 4-2. Compositions isotopiques obtenues sur les minéraux ayant cristallisés dans les veines (quartz et calcite) et le ciment calcitique des conglomérats de St-Lions (O, C) et sur les fluides contenus dans les inclusions (O, H).

Compositions isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) dans les minéraux (quartz, calcite) des fentes de tension

Sur les huit échantillons sélectionnés pour cette étude, trois contiennent des fentes cimentées par du quartz (SL2c, SL2g, SL3b), trois contiennent des fentes cimentées par de la calcite (SL2b, SL2h, SL5a) et deux fentes sont mixtes (SL1a, SL2i).

➤ Les échantillons recoupés par des veines à quartz sont tous les trois des grès dolomitiques. La composition isotopique en oxygène des quartz ($\delta^{18}\text{O}$ par rapport au SMOW) est comprise entre 23,3/23,5‰ (SL2c/SL2g) et 24,7‰ (SL3b).

Les échantillons recoupés par des veines à calcites sont deux calcaires gréseux (SL2b et SL2h) et un grès micacé riche en plagioclase, muscovite et biotite (SL5a). Les calcites des veines de ces trois échantillons ont des $\delta^{18}\text{O}$ compris entre 25,3/25,7‰ (SL5a/SL2h) et 27,3‰ (SL2b). Ces compositions sont supérieures d'environ 2‰ à celles des veines à quartz.

Les échantillons contenant des veines mixtes sont un basalte (SL1a) et un calcaire gréseux (SL2i). En comparant les deux échantillons, on constate que les compositions isotopiques en oxygène sont supérieures de 4‰ dans le grès par rapport au basalte. De plus, dans chacun des échantillons, le quartz a un $\delta^{18}\text{O}$ (22,8‰ pour SL1a et 26,3‰ pour SL2i) supérieur à la calcite (20,7‰ pour S1a et 24,5‰ pour SL2i) soulignant également des compositions variables de 2‰ entre le quartz et la calcite.

➤ La composition isotopique en carbone des calcites ($\delta^{13}\text{C}$ par rapport au PDB) contenues dans les veines est comprise entre -2,0 et 2,0‰.

Compositions isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, δD) dans les inclusions fluides

Les compositions isotopiques en oxygène de l'eau contenue dans les inclusions fluides des minéraux ont été estimées selon deux méthodes : soit directement mesurées sur l'eau ($\delta^{18}\text{O}$ -1), soit calculées à partir du $\delta^{18}\text{O}$ des minéraux hôtes ($\delta^{18}\text{O}$ -2).

➤ Le $\delta^{18}\text{O}$ -1 des inclusions fluides a été mesuré sur l'eau extraite par décrépitation des inclusions contenues dans les minéraux hôtes (voir protocole Annexe 2). Le volume d'eau extrait des inclusions fluides des calcites était insuffisant pour être analysé au spectromètre, c'est pourquoi les données obtenues ne concernent que les quartz, soit dans les veines

monocristallines (SL2c, SL2g et SL3b), soit dans une veine mixte (SL1a). Les mesures effectuées sur les inclusions primaires contenues dans les quartz montrent une grande variabilité allant de 2,6‰ dans le basalte (SL1a), à 17‰ (SL3b) et en moyenne 34‰ (SL2c et SL2g) dans les grès dolomitiques. Une seule mesure a pu être effectuée sur les inclusions secondaires de l'échantillon SL3b, la valeur obtenue étant la plus faible à 1,3‰. Cependant, en considérant l'échantillon SL3b, la différence de $\delta^{18}\text{O}$ entre les inclusions primaires (en moyenne à 17‰) et les inclusions secondaires (1,3‰) souligne que l'eau ayant circulé tardivement dans les veines a une composition différente de celle qui a participé à la précipitation initiale des minéraux.

Ces valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ -1 très hétérogènes obtenues directement sur les inclusions fluides ne sont pas fiables. Elles révèlent soit un déséquilibre isotopique entre les minéraux hôtes et les fluides, soit un problème de micro-équibration au cours du protocole scientifique lié à la faible quantité d'eau extraite.

➤ Le $\delta^{18}\text{O}$ -2 de l'eau, à partir de laquelle les cristaux de quartz et de calcite ont précipité, a été calculée en utilisant respectivement les équations de Zheng (1993) et Kim et O'Neil (1997). Cette méthode sera préférée à la précédente pour obtenir la composition de l'eau des inclusions à l'équilibre avec les minéraux hôtes.

Les valeurs mesurées à partir du $\delta^{18}\text{O}$ des veines à quartz (SL2c, SL2g et SL3b) se situent entre 8,84‰ (SL2c) et 11,48‰ (SL3b), l'échantillon SL2g ayant une composition proche de SL2c avec 9,54‰.

La composition isotopique de l'eau calculée à partir des veines monocristallines à calcite (SL2b, SL2h et SL5a) montre des valeurs supérieures à celles obtenues sur les veines à quartz. Celles-ci se situent entre 16,19‰ (SL5a) et 18,1‰ (SL2b), SL2h moyennant ces valeurs avec une composition à 17,43‰.

Enfin, concernant les veines mixtes (SL1a et SL2i), on remarque que les $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau dans le basalte (SL1a) sont inférieures de 4 à 5‰ de celles obtenues dans le calcaire gréseux (SL2i). Plus précisément, dans chaque échantillon, les compositions de l'eau obtenues à partir des calcites (10,0‰ pour SL1a et 15,49‰ pour SL2i) sont supérieures de 3 à 4‰ que celles obtenues à partir des quartz (6,88‰ pour SL1a et 11,29‰ pour SL2i).

➤ La composition isotopique en hydrogène (δD par rapport au SMOW) obtenue dans les inclusions fluides montre également une grande variabilité de -24‰ (SL3b) à -73,3‰ (SL2h).

Les eaux contenues dans les inclusions primaires des veines monocristallines à quartz présentent des compositions isotopiques en hydrogène relativement homogènes avec des valeurs de -44‰ (SL2c) et -47‰ (SL3b). Seul SL2g a un δD plus négatif à -60,2‰.

Les eaux contenues dans les inclusions primaires des veines monocristallines à calcite ont des compositions un peu plus négatives que celles obtenues dans les quartz, allant de -42,7‰/-58,1‰ (SL5a) à -73,3‰ (SL2h).

Nous n'avons pas pu mesurer les δD à la fois sur les quartz et les calcites des échantillons à veines mixtes (SL1a et SL2i). Cependant, on peut remarquer que les compositions isotopiques des inclusions primaires dans le quartz du basalte (-26,6‰) et dans la calcite du calcaire gréseux (-35,9‰) font partie des valeurs les moins négatives de l'ensemble des données.

A l'échelle d'un même échantillon, les δD obtenus sur les inclusions fluides secondaires sont systématiquement inférieurs que ceux des inclusions fluides primaires, ceci indépendamment du minéral hôte. En effet, pour SL2h les valeurs sont de -73,3‰ (IF1) et -44,6‰ (IF2) dans le quartz, pour SL2i elles sont de -35,9‰ (IF1) et -28,7‰ (IF2) dans la calcite et pour SL3b de -45‰ en moyenne (IF1) et -24‰ (IF2). Ainsi, tout comme le $\delta^{18}O-1$, la composition isotopique des eaux ayant été piégées tardivement dans les veines est donc différente de celle des eaux primaires.

➤ La reproductibilité des analyses par famille d'inclusions fluides (quand elle a été possible) souligne que les hétérogénéités observées entre les différents échantillons ou dans une même veine ne sont pas dues à un biais d'expérimentation ou de protocole.

Compositions isotopiques dans le ciment des conglomérats (O, C)

Une analyse a pu être réalisée sur le ciment calcitique des Conglomérats de St-Lions. Celle-ci montre qu'en moyenne le $\delta^{18}O$ est de 19,93‰ (SMOW) et que le $\delta^{13}C$ est de -1,70‰ (PDB).

4.3.8. Discussion

Les données pétrologiques, structurales, microthermométriques et isotopiques sont mises en commun afin de reconstruire la circulation des fluides au cours de l'exhumation des massifs des Alpes occidentales. La signification des données en terme i) de provenance des galets, ii) du type et de la source du fluide à partir duquel les veines ont précipité, iii) des conditions de piégeage du fluide, et iv) de l'histoire tectonique post-piégeage seront discutés ici.

Quels massifs ont été érodés ?

Les galets déposés dans le bassin de Barrême à l'Oligocène (Conglomérats de St-Lions) sont d'origine endogène (basaltes, gabbros, serpentinites, radiolarites) et exogène (grès, calcaires). La distinction entre les galets de roches provenant des zones internes des Alpes (Cordey et al., 2012 ; Jourdan et al., 2012 ; Schwartz et al., 2012) et des roches sédimentaires d'âges Jurassique, Crétacé et Nummulitique provenant des reliefs locaux (Gubler, 1958 ; Chauveau et Lemoine, 1961 ; Bodelle, 1971) est aujourd'hui bien contrainte.

L'étude pétrologique des galets échantillonnés a permis de distinguer l'ensemble de ces lithologies. L'échantillon de grès micacé (SL5a) correspond à un faciès observé dans les séries de Flyschs à Helminthoïdes (Kerckhove, 1969), qui représentent la couverture sédimentaire de la nappe Embrun-Ubaye. Cependant, aucune précision ne peut être clairement apportée concernant la provenance des galets de grès et calcaires triasiques. Ces faciès dolomitiques sont aujourd'hui observables dans la zone Briançonnaise dont ils composent la couverture sédimentaire, mais également à la base de la nappe de Digne (Figure 4-10). Plusieurs provenances sont donc envisageables pour les sédiments triasiques : soit dans les zones internes des Alpes au NE de Barrême, soit dans le bassin d'avant-pays au N-NO (Figure 4-10).

La présence de cristaux de chlorite et d'épidote communément associés aux quartz dans les veines, ainsi qu'une palissade d'adulaires dans un échantillon (SL1e) mettent tout de même en évidence la circulation de fluides hydrothermaux dans ces roches. Ces minéraux cristallisent dans des conditions métamorphiques de basse température (<300°C). Ces minéraux sont absents dans les galets provenant des séries sédimentaires carbonatées déposées dans le bassin d'avant-pays. De plus, les observations structurales indiquent que les roches ont enregistré des déformations fragiles (fracturation) probablement facilitées par la

présence de fluides. Aucune fente ne recoupe la matrice des conglomérats dans le bassin, ce qui souligne que les fractures ont été formées et cimentées avant l'érosion des roches qui les contiennent et avant le dépôt des conglomérats dans le bassin.

Les caractéristiques pétrologiques des galets et des fentes indiquent donc que les roches gréseuses et carbonatées contenant des veines de quartz et/ou de calcite proviennent plutôt des Alpes internes (Figure 4-10). Le secteur source se situerait préférentiellement à la limite des zones Briançonnaise et Piémontaise (source du réseau hydrographique), où sont associées des roches de la croûte océanique liguro-piémontaise, de la marge passive européenne et de leur couverture sédimentaire. Sur son trajet, le réseau a participé à l'érosion de la nappe Embrun-Ubaye d'où proviennent les Flyschs à Helminthoïdes. Ces sources sont en accord avec les reconstitutions récentes de provenances des galets de basaltes et serpentinites déposés à l'Oligocène dans le bassin (Evans et Mange-Rajetzky, 1991; Jourdan et al., 2012; Schwartz et al., 2012) qui indiquent des apports provenant de la zone Piémontaise et de la zone Briançonnaise dont les reliefs sont exhumés à cette époque.

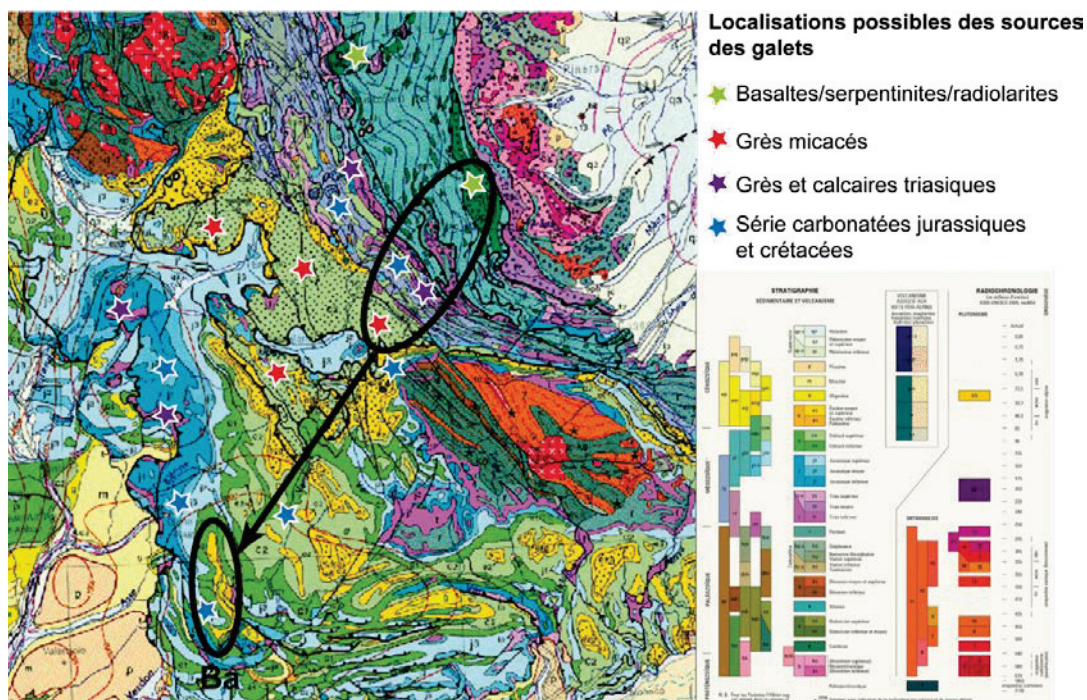


Figure 4-10. Carte géologique au 1 :1000000 du bassin du SE de la France et des Alpes occidentales où sont localisés les principaux affleurements actuels qui représentent les sources potentielles des galets échantillonnés dans la vallée de Barrême (Ba). Le secteur regroupant l'ensemble des caractéristiques pétrologiques décrites dans cette étude se situe dans les Alpes internes. Le réseau hydrographique traversait à l'Oligocène les zones Piémontaise et Briançonnaise, et une partie de la nappe Embrun-Ubaye.

Quelles sont les conditions de piégeage du fluide ?

L'étude microthermométrique menée sur les inclusions fluides des veines de quartz/calcite montre que les mesures obtenues sont comparables d'un échantillon à un autre, autant pour les Tf (entre -6.0 et 0.0°C en moyenne) que pour les Th (entre 140 et 180°C en moyenne). Aucune distinction n'a pu être faite entre les valeurs obtenues dans les inclusions fluides piégées dans les basaltes et serpentinites de celles piégées dans les grès et calcaires. Cette homogénéité dans les mesures souligne que le fluide a été piégé dans les mêmes conditions, sans distinction de lithologie de la roche encaissante ni du minéral hôte. Aucune variation significative des Tf et des Th n'a également été observées entre les inclusions primaires et secondaires. Ceci suggère que les fluides, bien que n'étant pas piégés de manière synchrone (plusieurs phases d'ouverture des veines), l'ont été dans des conditions similaires de températures, soulignant l'absence de fluctuations de pression significatives.

Les températures et pressions de piégeage des eaux ont été déterminées en corrigeant les Th mesurées à partir des isochores calculées en utilisant un gradient lithostatique (densité des roches encaissantes : $\rho = 2,7 \text{ g/cm}^3$) avec un géotherme moyen pour une croûte continentale de 30°C/km (Figure 4-11 ; Zhang et Frantz, 1987).

Les conditions métamorphiques enregistrées dans les veines de quartz et calcite étant peu marquées (au maximum schiste vert), les températures minimales d'homogénéisations sont estimées comme reflétant les températures minimales de piégeage des fluides. Sur la Figure 4-11, les températures minimales de piégeage pour le quartz (TQmin) et pour la calcite (TCmin) se situent à environ 150°C, alors que les températures maximales (TCmax et TQmax) sont en moyenne à 240°C. Les pressions de piégeage estimées se situent donc entre 450 bars (PCmin) et 750 bars (PQmax). Ces conditions correspondent à des profondeurs de piégeages des fluides entre 1600m et 2700m.

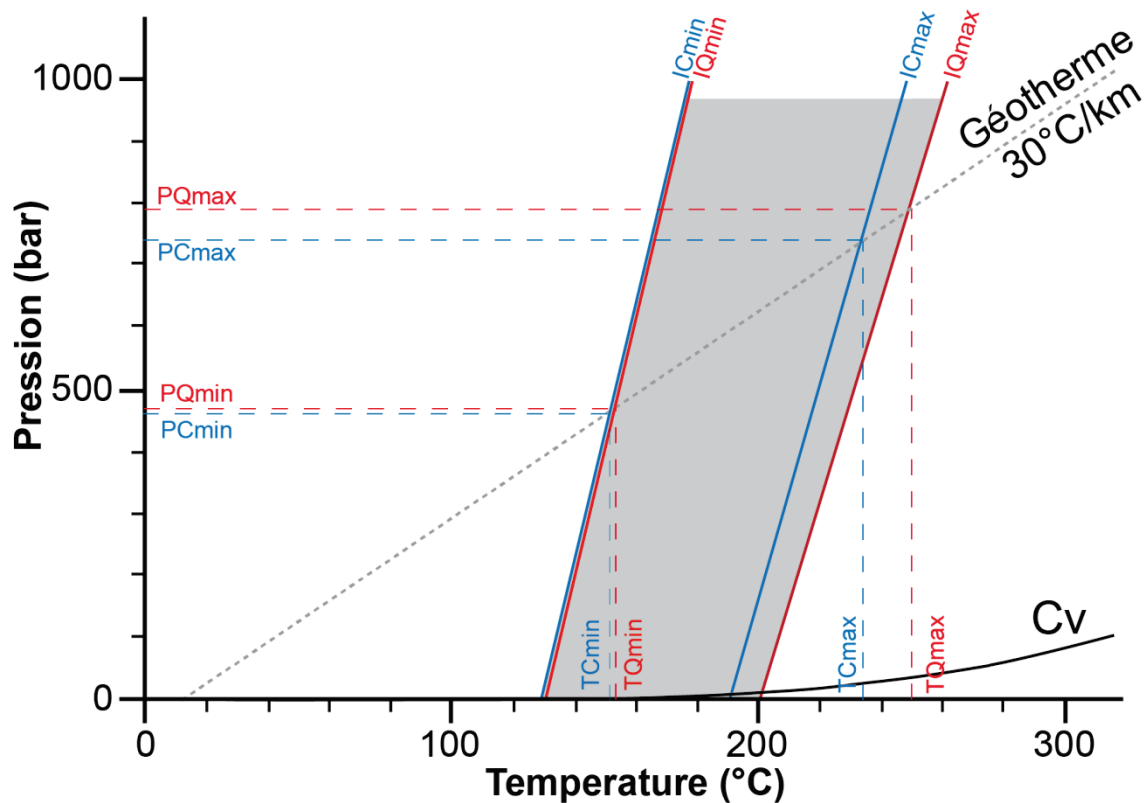


Figure 4-11. Synthèse des isochores calculées à partir de l'ensemble des T_h obtenues. Les écarts-type à la moyenne des T_h mesurées dans le quartz et dans la calcite sont utilisés, afin d'obtenir une gamme de pression et température de piégeage des eaux pour chaque minéral hôte. Abréviations : C_v , courbe liquide-vapeur de l'eau ; IC_{min} , isochore minimale dans la calcite ; IC_{max} , isochore maximale dans la calcite ; IQ_{min} , isochore minimale dans le quartz, IQ_{max} , isochore maximale dans le quartz ; TC_{min} , température minimale de piégeage dans la calcite ; TC_{max} , température maximale de piégeage dans la calcite ; TQ_{min} , température minimale de piégeage dans le quartz ; TQ_{max} , température maximale de piégeage dans le quartz ; PC_{min} , pression minimale de piégeage dans la calcite ; PC_{max} , pression maximale de piégeage dans la calcite ; PQ_{min} , pression minimale de piégeage dans le quartz ; PQ_{max} , pression maximale de piégeage dans le quartz.

L'épaisseur des unités sédimentaires qui se superposent aux Conglomérats de St-Lions dans le bassin de Barrême (Molasse Rouge, Série Grise et Grès Verts ; Figure 4-1a) ne fait au maximum que 450 à 480 m d'épaisseur (de Graciansky et al., 1982). Cet enfouissement est incompatible avec les profondeurs de piégeage estimées à partir des isochores qui indiquent que les fluides ont été piégés sous une épaisseur de roches allant de 1600 m à 2700 m. Les résultats obtenus soutiennent donc la formation et la cimentation des veines de quartz et de calcite dans les roches initialement à l'affleurement dans les zones internes des Alpes

occidentales. L'homogénéité des mesures de Th (entre 140°C et 180°C en moyenne) permet de préciser que les reliefs situés à l'aplomb de la zone de piégeage des fluides avaient probablement des altitudes relativement homogènes. Cette remarque est en faveur des reconstitutions récentes de la morphologie des reliefs internes des Alpes, qui semblent montrer une topographie autour de 2000 m d'altitude à la limite entre la zone Briançonnaise et la zone Piémontaise à l'Oligocène moyen (~30-28 Ma ; Figure 4-12).

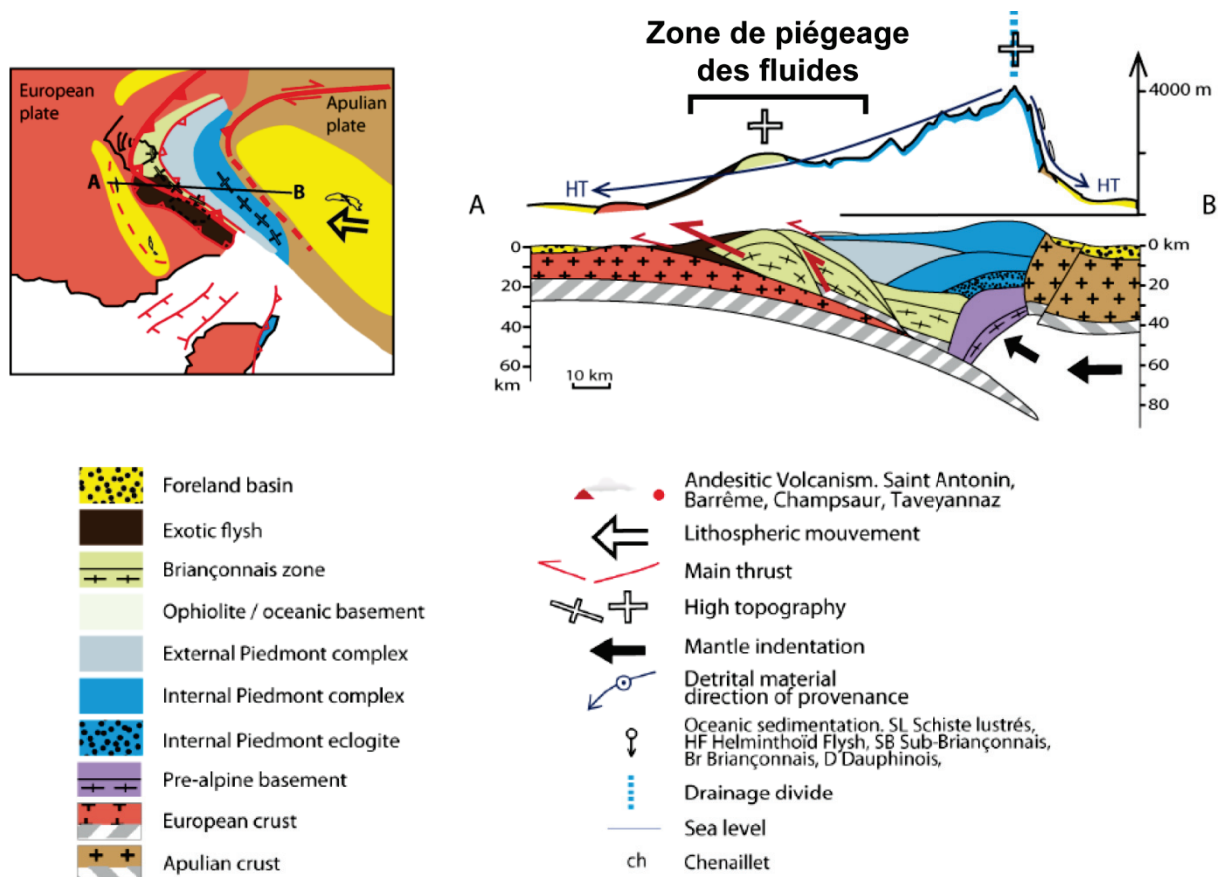


Figure 4-12. Reconstruction géodynamique et topographique des Alpes occidentales à l'Oligocène moyen (modifiée d'après Jourdan, 2012).

Quel type de fluide a été piégé dans les veines ?

Les analyses au spectromètre Raman montrent que le fluide piégé dans les inclusions des roches est constitué en majorité d'une phase liquide d'H₂O et en moindre importance d'une phase gazeuse contenant de l'H₂O et du CO₂. La distribution moyenne des Tf entre -5.5°C et 0.0°C indique que la salinité de cette eau piégée dans les inclusions du quartz et de la calcite est de 2 à 7,6 %NaCl_{eq} (Bodnar, 1993). Cette gamme de salinités peut être expliquée

par un enrichissement en sels d'une eau au cours de son infiltration à travers les séries carbonatées (Mucchez et al., 1994 ; Dubois et al., 1996). D'autres roches telles que les basaltes, les grès ou encore les argiles contiennent des minéraux tels que les feldspaths (plagioclases, orthose) et les micas qui sont en partie composés de Na, Ca et K. Ces roches peuvent donc également représenter une source de sodium, de calcium et de potassium.

Quelle est la(les) source(s) du fluide ?

Les résultats obtenus au cours des analyses isotopiques ne permettent pas à l'heure actuelle de trancher quant à la source du fluide à partir duquel les veines de quartz/calcite ont précipité. Différentes hypothèses sont alors envisagées :

(1) Source(s) du carbone

➤ Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ des calcites ayant cimenté les veines se situent entre -2 et 2‰ (PDB), ce qui est également le cas pour les calcites ayant cimenté les conglomérats dans le bassin postérieurement à leur dépôt (-1,70‰). Ces analyses montrent une composition isotopique caractéristique de carbonate marin similaire à la valeur obtenue pour le marbre de Carrare (2,07‰). Nous proposons donc que les calcites des veines et du ciment du conglomérat résultent d'une dissolution de carbonates marins dans lesquelles une eau aurait percolé. Pour exemple, les sédiments carbonatés déposés au cours du Cénomano-Turonien sur la plate-forme ouest téthysienne (France, Italie, Angleterre), et qui se superposent aux sédiments plus anciens triasiques, enregistrent des $\delta^{13}\text{C}$ positifs en moyenne entre 0,0 et 2,5‰ (Reboulet et al., 2013 et références citées). Ainsi, les calcites auraient enregistré la signature isotopique des carbonates marins dissous au cours du transit de l'eau. L'infiltration d'eaux superficielles (météoriques, océaniques) à de telles profondeurs n'est pas rare dans la croûte terrestre. Différents exemples montrent qu'en contexte de collision ou d'extension, les eaux s'infiltrent préférentiellement dans les roches, notamment grâce à la présence de failles (Fricke et al., 1992 ; Vallance et al., 2001 ; Mulch et al., 2004 ; Siebenaller et al., 2012). L'exhumation des massifs alpins représente ici un contexte géodynamique et structural favorable à la circulation en profondeur de fluides.

➤ A contrario, d'autres réservoirs tels que la croûte continentale profonde ou le carbone organique présent dans les sédiments semblent pouvoir être éliminés comme source de

carbone. En effet, les $\delta^{13}\text{C}$ de ces réservoirs sont caractérisés par des valeurs plus négatives que celles obtenues dans cette étude (-5 et -30‰ ; Moecher et al., 1994 ; Trumbore et Druffel, 1995 ; Kump et Arthur, 1999 ; Hoefs, 2009).

(2) Source(s) de l'eau

➤ La composition isotopique en hydrogène des inclusions fluides semble la plus propice à avoir conservé la composition isotopique initiale de l'eau. En effet, contrairement au carbone et à l'oxygène, peu d'échanges isotopiques existent pour l'hydrogène entre l'eau et les roches encaissantes.

Les valeurs de δD obtenues varient de -24‰ à -73‰. Elles sont compatibles avec plusieurs sources d'eau (Figure 4-13), c'est pourquoi deux hypothèses sont envisagées. La première hypothèse fait intervenir une eau pure d'origine météorique de basse à moyenne latitude ayant percolée dans les roches avant d'être piégée dans les inclusions fluides. La seconde fait intervenir une source d'origine profonde avec des interactions eaux-roches, puisque les valeurs de δD sont également compatibles avec celles enregistrées dans les roches magmatiques, métamorphiques et sédimentaires (Figure 4-13).

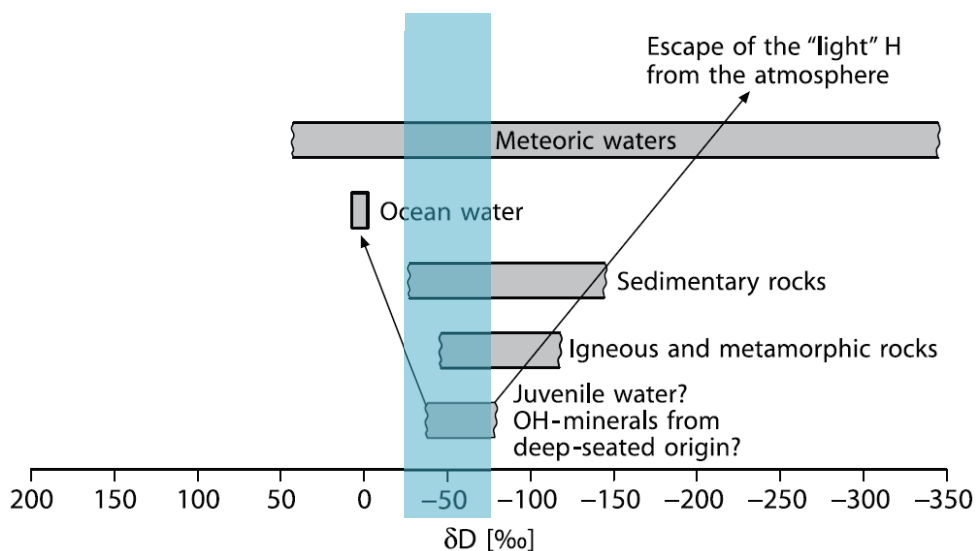


Figure 4-13. Composition isotopique en hydrogène (δD) des principaux réservoirs géologiques (d'après Hoefs, 2009).

Cependant, les valeurs de δD restent très variables (de -24‰ à -73‰), ce qui souligne soit que la composition isotopique de l'eau a changé entre les différentes phases de cristallisation des minéraux hôtes, soit qu'elle a été modifiée postérieurement à la

précipitation des fentes. Les valeurs systématiquement moins négatives des inclusions secondaires par rapport aux primaires d'un même échantillon (par exemple SL2h : $\delta D-IF1 = -73,3\text{‰}$ et $\delta D-IF2 = -44,6\text{‰}$) semblent plutôt souligner que la composition de l'eau a changé entre les deux phases de précipitation des minéraux. De plus, la description pétrographique des veines et des inclusions fluides montre des phénomènes de dissolution/recristallisation suggérant une réouverture du système et une modification possible de la composition du fluide.

➤ La composition isotopique en oxygène des minéraux hôtes a permis de calculer celle de l'eau contenue dans les inclusions fluides et à partir de laquelle les cristaux de quartz et de calcite ont précipité ($\delta^{18}O-2$, Tableau 4-2). Les valeurs positives de $\delta^{18}O-2$ varient de 6,88 à 18,1‰. Ces données ne sont cette fois plus compatibles avec une eau pure d'origine météorique (Figure 4-14).

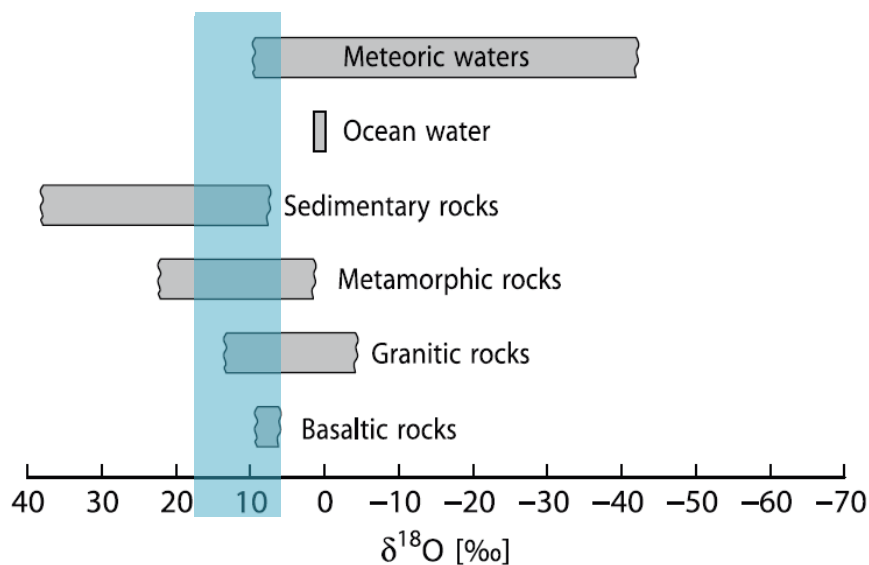


Figure 4-14. Composition isotopique en oxygène ($\delta^{18}O$) des principaux réservoirs géologiques (d'après Hoefs, 2009).

➤ Sachant que les eaux ont percolé dans les roches avant leur piégeage dans les inclusions fluides, il peut alors être envisagé comme hypothèse complémentaire que les $\delta^{18}O-2$ obtenus soient le résultat d'un mélange entre la composition isotopique en oxygène de l'eau météorique initiale ($\delta^{18}O_w$) et celle des séries carbonatées marines qu'elle aurait traversé ($\delta^{18}O_c$).

Une équation de mélange a été effectuée afin de tester la fiabilité de cette hypothèse et d'estimer l'enrichissement isotopique en oxygène d'une eau météorique par les carbonates marins (Figure 4-15). Actuellement, les eaux météoriques ont des compositions isotopiques en oxygène ($\delta^{18}\text{O}_w$) très variables en fonction de la circulation atmosphérique, de la latitude et de l'altitude de condensation de l'eau dans le nuage. Dans les Alpes occidentales (France, Italie, Suisse), les $\delta^{18}\text{O}_w$ sont compris entre -7 et -14‰ (SMOW) entre 100 et 2000 mètres d'altitude (GNIP, 2012). Sachant que les Alpes internes étaient exhumées à l'Oligocène, la valeur la plus négative du $\delta^{18}\text{O}_w$ est utilisée pour le mélange. Les carbonates marins aux moyennes latitudes enregistrent depuis le Jurassique des valeurs de $\delta^{18}\text{O}_c$ comprises entre 1 et -3‰ (PDB), donc entre 27 et 32‰ converties en SMOW (Prokoph et al., 2008).

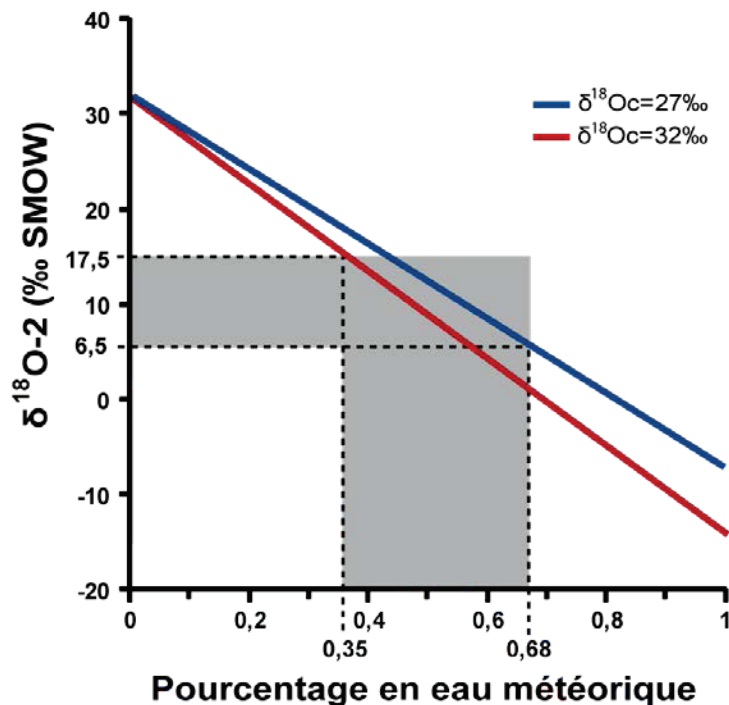


Figure 4-15. Composition en eau météorique enregistrée ($\delta^{18}\text{O}_w$) par la signature isotopique de l'eau ($\delta^{18}\text{O}-2$) piégée dans les inclusions fluides des veines après enrichissement par les carbonates marins ($\delta^{18}\text{O}_c$).

En tenant compte d'un $\delta^{18}\text{O}_w$ de -14‰ et en faisant varier le $\delta^{18}\text{O}_c$ de 27 à 32‰, les valeurs du $\delta^{18}\text{O}-2$ de l'eau à partir de laquelle les quartz et calcites ont précipité représenteraient encore entre 35% et 68% de l'eau météorique initiale (Figure 4-15). Autrement dit, en percolant dans les séries carbonatées, l'eau météorique initiale se serait mélangée avec 32 à 65% de la composition isotopique en oxygène des carbonates marins ($\delta^{18}\text{O}_c$).

➤ La composition isotopique en oxygène des calcites des veines ($\delta^{18}\text{O}$) montrent des valeurs très variables, parfois très différentes des carbonates marins. En effet, par rapport au

$\delta^{18}\text{O}$ des carbonates marins (27-32‰, le marbre de Carrare étant à 29‰), la calcite contenue dans le basalte a une valeur de 20,7‰, alors que les calcites des calcaires et du grès micacé montrent un écart moins important avec des $\delta^{18}\text{O}$ de 24,5‰ à 27,3‰.

La composition isotopique en oxygène des quartz des veines présentent également des différences : la valeur de $\delta^{18}\text{O}$ la plus basse est enregistrée dans le basalte (22,8‰), la plus élevée dans un calcaire (26,3‰), alors que les valeurs dans les grès sont centrées entre 23,3 et 24,7‰.

Il semble donc que la lithologie de la roche encaissante ait un impact sur le $\delta^{18}\text{O}$ des calcites et des quartz qui ont cimenté les fentes, laissant supposer une interaction eau-roches. Ceci est en accord avec la composition isotopique en oxygène des roches d'origine magmatique, métamorphique et sédimentaire. Cette eau, sous l'effet de l'augmentation de la pression et de la température, au cours de l'enfouissement des séries triasiques par exemple, peut être extraite des roches encaissantes et s'infiltrer dans les fractures. Les interactions eau-roche et la redistribution de fluides contenus dans la roche encaissante au cours de processus de dissolution/recristallisation et d'hydrothermalisme, sont décrites à la fois dans les bassins (Uysal et al., 2000) et dans les zones en compression ou en extension (Boullier et al., 1991 ; Fitz-Diaz et al., 2011 ; Weisenberg et al., 2012). Dans le cadre de notre étude, les données microthermométriques indiquent des profondeurs de piégeage (entre 1600 et 2700 m) associées à des températures comprises entre 150 et 240 °C. Ces données sont cohérentes avec la déformation ductile enregistrée par les quartz (extinctions roulantes, recristallisations), avec la présence de chlorites et d'épidotes dans les veines et avec les figures de necking-down des inclusions fluides.

➤ Les compositions isotopiques en hydrogène de l'eau contenue dans les inclusions fluides (δD) semblent indiquer que la source de l'eau piégée dans les inclusions fluides provient des roches encaissantes aux veines. Cette hypothèse est en accord avec les compositions isotopiques en oxygène mesurées sur les minéraux hôtes ($\delta^{18}\text{O}$) et celles calculées de l'eau à l'équilibre avec ces minéraux ($\delta^{18}\text{O}-2$).

De nouvelles analyses sont en cours afin de confirmer cette hypothèse. Ces analyses consistent à obtenir le $\delta^{18}\text{O}$, le $\delta^{13}\text{C}$ et le δD des roches encaissantes, afin de comparer ces résultats avec les données obtenues sur les minéraux hôtes. Si les compositions isotopiques sont proches de celles obtenues dans ce travail, il pourra être assumé que l'eau à partir de laquelle les veines ont précipité a pour source les roches encaissantes. De plus, des analyses microthermométriques sur les inclusions fluides du ciment carbonaté des conglomérats seront

réalisées, afin de contraindre les conditions de piégeage des fluides dans le bassin. Ces données seront comparées avec les résultats obtenus sur les veines formées dans les roches encaissantes avant leur érosion et leur dépôt dans le bassin.

Comment les veines et les inclusions fluides ont enregistré la tectonique régionale ?

➤ L'étude pétrographique et microstructurale des veines et des inclusions fluides souligne la présence de nombreuses structures de déformation et textures de dissolution/recristallisation survenues pendant ou après le piégeage des fluides dans les roches. Les extinctions roulantes communément observées dans les quartz sont souvent associées à des microstructures de déformation ductile (recristallisations en limite de grains et formation de sous-grains en bordure de quartz, extinctions roulantes avec mise en parois des dislocations ; Drury et Urai, 1990 ; Bons et Urai, 1992). Ces structures sont compatibles avec les réorganisations post-piégeage des inclusions observées en bordures de certains grains de quartz affectés par des micro-fractures cimentées par de la calcite. L'infiltration secondaire d'un fluide saturé en carbonate permet la dissolution des grains de quartz et la cristallisation de bordures néoformées dans lesquelles de nouvelles inclusions fluides sont piégées.

➤ Les nombreuses inclusions déformées (textures dendritiques) soulignent l'enregistrement de contraintes sur les roches encaissantes (Tarantola et al., 2010). Ces textures particulières sont les témoins de variations de pressions et/ou de températures (Vityk et Bodnar, 1995 ; Van den Kerkhof et Hein, 2001) dues à l'activité tectonique (Boullier et al., 1991 ; Siebenaller et al., 2012). Dans le contexte de la collision alpine, une diminution de la pression et de la température au cours de l'exhumation des roches encaissantes peut être mise en cause. Les processus de déformation et de rééquilibration à l'origine de ces textures particulières ont pu être également à l'origine de variations de composition, de volume ou de densité des inclusions fluides. Ces processus pourraient en partie expliquer les variations de compositions isotopiques observées d'un échantillon à un autre (δD entre -24 et -73‰ ; $\delta^{18}O-1$ entre 1 et 35‰).

4.3.9. Conclusions

Ce chapitre comportait plusieurs objectifs : i) de préciser le (ou les) secteur(s) des Alpes internes d'où proviennent les galets déposés dans les paléo-vallées du bassin du SE, ii)

de reconstituer la circulation des fluides dans les massifs internes, iii) de déterminer l'origine et la source de ces fluides, et iv) d'estimer l'altitude des reliefs internes à l'Oligocène. Pour répondre à ces différentes questions, des galets comportant des veines de quartz et/ou de calcite ont été échantillonnés dans le bassin de Barrême (Conglomérats de St-Lions). Ces galets, déposés au cours de l'Oligocène, proviennent majoritairement des reliefs locaux, mais une partie d'entre eux résultent de l'érosion des massifs des Alpes internes et ont été transportés et déposés à la faveur du réseau hydrographique régional (voir Chapitre 3). Un premier examen pétrographique a permis de distinguer les échantillons favorables aux analyses microthermométriques et isotopiques. Ainsi, les galets comportant suffisamment d'inclusions fluides de taille supérieure à 5 μ m ont été sélectionnés. Leurs lithologies sont variables : serpentinites, basaltes, grès et calcaires dolomités et grès micacés. La multidisciplinarité des investigations effectuées (description pétrographique, spectrométrie Raman, cathodoluminescence, microthermométrie, géochimie isotopique) sur les roches encaissantes, sur les minéraux hôtes ayant précipité dans les veines et sur les inclusions fluides ont permis d'obtenir de nombreuses informations sur la provenance des roches encaissantes et sur les fluides piégés dans ces roches avant leur mise à l'affleurement et leur érosion.

Si les roches endogènes (basaltes et serpentinites) étaient d'ores et déjà décrites comme provenant des zones internes Briançonnaise et Piémontaise (Morag et al., 2008 ; Jourdan et al., 2012 ; Schwartz et al., 2012), la provenance des galets d'origine sédimentaire (grès et calcaires dolomités triasiques) n'était pas clairement contrainte. Or, les descriptions pétrologiques réalisées dans cette étude ont permis de retrouver quel massifs avaient été érodés à l'Oligocène (par exemple, le grès micacé provient de la nappe Embrun-Ubaye). De plus, les données microthermométriques montrent que les conditions de piégeage des fluides sont identiques dans les roches sédimentaires et dans les roches endogènes. Nous suggérons donc que l'ensemble des roches contenant des veines de quartz/calcite (endogènes et exogènes) et constituant pour partie les Conglomérats de St-Lions proviennent du même secteur des Alpes internes. Le galet de grès micacé provenant des Flyschs à Helminthoïdes précise que le réseau hydrographique a traversé et érodé une partie de la nappe Embrun-Ubaye proche du Briançonnais et du Piémontais.

A température ambiante, la majorité des inclusions fluides est composée d'une phase liquide et d'une phase gazeuse allant de 5 à 15% du volume de l'inclusion. L'analyse au spectromètre Raman de ces inclusions biphasées a permis de démontrer que la phase liquide est de l'H₂O et que la phase gazeuse est de l'H₂O et du CO₂. Les températures de fusion de la

glace inférieures à 0,0°C précisent que cette eau n'est pas pure, mais qu'elle a une salinité de 0,0 à 7,6 %NaCl_{eq}. Les analyses isotopiques (C, O, H) effectuées sur le quartz et la calcite, ainsi que sur l'eau des inclusions fluides ont permis d'envisager deux hypothèses concernant la source de cette eau: (1) un système ouvert avec une eau météorique qui aurait percolé dans les roches et aurait été piégée dans les inclusions fluides des veines, et (2) un système fermé avec une eau provenant des roches encaissantes et libérée au cours de leur déformation par des phénomènes de compression. Les compositions isotopiques en oxygène et hydrogène obtenues à partir de l'analyse des quartz et des calcites amènent à privilégier la seconde hypothèse. Le test de mélange effectué montre qu'une troisième option correspondant à un mélange de ces deux sources n'est tout de même pas à exclure. Des analyses isotopiques de l'oxygène, de l'hydrogène et du carbone des roches encaissantes sont prévues afin de confirmer la seconde hypothèse, autrement dit la présence d'interactions eau-roches au cours de la cimentation des veines.

Les températures d'homogénéisation mesurées sur l'eau contenue dans les inclusions fluides ont permis de construire les isochores correspondants aux conditions de pression et de température auxquelles ont précipité les veines de quartz et de calcite. L'eau a été piégée dans les minéraux entre 150-240°C et 450-750 bar. En utilisant un gradient lithostatique avec un géotherme moyen de 30°C/km, ces conditions correspondent à des profondeurs de piégeage entre 1600 et 2700 m. De telles conditions ne sont pas envisageables dans le bassin de Barrême dans lequel les séries sédimentaires mésozoïques et cénozoïques ne présentent pas de trace de métamorphisme. En outre, l'épaisseur de sédiments post-Conglomérats de St-Lions est au maximum de 480 m, ce qui renforce l'hypothèse que les veines ont été cimentées alors que les roches encaissantes étaient encore à l'affleurement dans les zones internes des Alpes occidentales, avant leur érosion et le dépôt des galets dans le bassin.

L'analyse pétrographique et par cathodoluminescence des veines de quartz et de calcite a mis en évidence la circulation de fluides tardifs sursaturés en calcium. Cette circulation secondaire a engendré des phénomènes de dissolution et de recristallisation des bordures des grains de quartz ayant initialement précipité. Cette circulation de fluides tardifs semble être le résultat de contraintes s'appliquant sur les roches postérieurement à la précipitation des veines et permettant leur réouverture. Ces contraintes sont également soulignées par les nombreux critères de déformation enregistrés par les minéraux hôtes (extinctions roulantes) et par les inclusions fluides (textures dendriques). L'ensemble de ces caractéristiques montrent que les minéraux hôtes et que les inclusions ont enregistré des variations de pression et/ou de température postérieurement à la cristallisation des veines. Ces

contraintes enregistrées par les roches sont reliées à l'exhumation des reliefs internes Briançonnais et Piémontais et à la mise en place de la nappe Embrun-Ubaye au début de l'Oligocène.

Ce chapitre montre d'une manière plus générale que l'étude des inclusions fluides, dans des galets ayant été transportés sur de longues distances par un réseau hydrographique régional, livre de nombreuses informations sur le secteur d'où ces galets proviennent. La grande diversité des analyses effectuées permettent (1) de préciser la localisation des secteurs érodés dans une chaîne de montagnes et donc de préciser la géométrie du réseau de drainage à l'échelle régionale, (2) de contraindre la circulation des fluides en contexte de bassin d'avant-pays, (3) d'estimer le type de contraintes qu'ont subit les roches au cours de phénomènes tectoniques, telle que l'exhumation des reliefs dans notre cas d'étude.

Un des objectifs n'est pas encore complètement atteint, il concerne l'estimation de l'altitude des reliefs internes à l'Oligocène. Pour se faire, plusieurs étapes sont envisagées : i) confirmer si l'eau piégée dans les inclusions fluides est d'origine profonde ou météorique ; dans le cas d'une source d'eau superficielle, ii) estimer l'altitude des reliefs à partir de la composition isotopique en oxygène de l'eau. Ces étapes seront expliquées dans le Chapitre 5.

Références

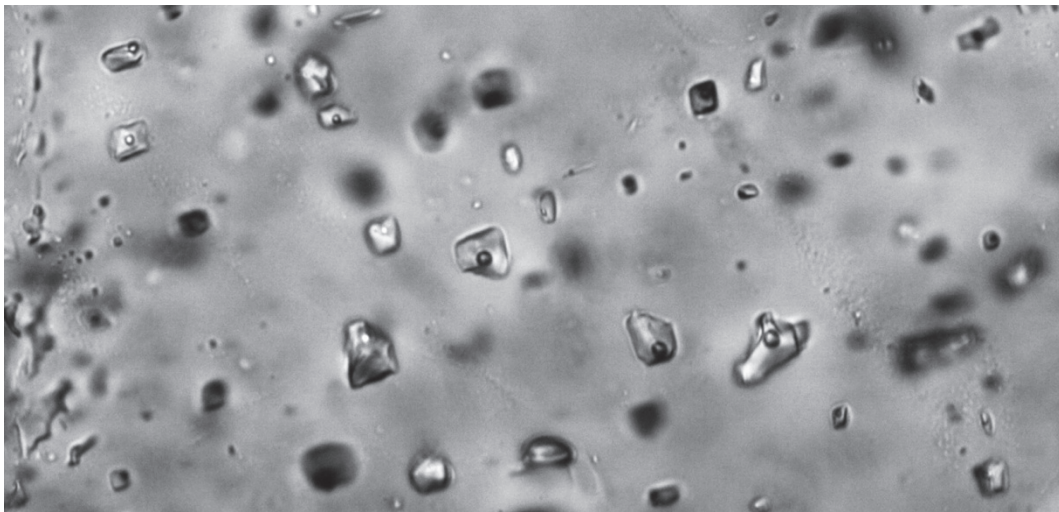
- Bernet, M., Brandon, M., Garver, J., Balestieri, M.L., Ventura, B., Zattin, M., 2009. Exhuming the Alps through time: clues from detrital zircon fission-track thermochronology. *Basin Research* 20, 781-798.
- Bodelle, J., 1971. Les Formations Nummulitiques de l'Arc de Castellane. Thèse de l'Université de Nice, France, 582 pp.
- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 683-684.
- Bons, P.D., Urai, J.L., 1992. Syndeformational grain growth: micro-structures and kinetics. *Journal of Structural Geology* 14, 1101-1109.
- Boullier, A.-M., France-Lanord, C., Dubessy, J., Adamy, J., Champenois, M., 1991. Linked fluid and tectonic evolution in the High Himalaya mountains (Nepal). *Contribution to Mineralogy and Petrology* 107, 358-372.
- Černý, P., Chapman, R., 1986. Adularia from hydrothermal vein deposits: extremes in structural state. *Canadian Mineralogist* 24, 717-728.

- Chauveau, J.C., Lemoine, M., 1961. Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême (moitié nord). Bulletin du Service Carte Géologique de la France 58, 147-178.
- Cordey, F., Tricart, P., Guillot, S., Schwartz, S., 2012. Dating the Tethyan Ocean in the Western Alps with radiolarites pebbles from synorogenic Oligocene molasse basins (southeast France). Swiss Journal of Geoscience 105, 39-48.
- de Graciansky, P.C., Durozoy, G., Gigot, P., 1982. Carte géologique de la France au 1/50000. Notice explicative de la feuille de Digne. Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.
- Drury, M.R., Urai, J.L., 1990. Deformation-related recrystallization processes. Tectonophysics 172, 235-253.
- Dubois, M., Ayt Ougougdal, M., Meere, P., Royer, J.-J., Boiron, M.-C., Cathelineau, M., 1996. Temperature of paleo- to modern self-sealing within a continental rift basin: The fluid inclusion data (Soultz-sous-Forêt, Rhine graben, France). European Journal of Mineralogy 8, 1065-1080.
- Evans, M.J., Mange-Rajetzky, M.A., 1991. The provenance of sediments in the Barrême thrust-top basin, Haute-Provence, France. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds), Developments in Sedimentary Provenance Studies. Geological Society of London Special Publication 57, 323-342.
- Fitz-Diaz, E., Hudleston, P., Siebenaller, L., Kirschner, D., Camprubí, A., Tolson, G., Pi Puig, T., 2011. Insights into fluid flow and water-rock interaction during deformation of carbonate sequences in the Mexican fold-thrust belt. Journal of Structural Geology 33, 1237-1253.
- Folk, R.L., 1965. Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: Pray, L.C., Murray, R.C. (Eds), Dolomitization and Limestone Diagenesis: A symposium. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 13, 14-48.
- Fricke, H.C., Wickham, S.M., O'Neil, J.R., 1992. Oxygen and hydrogen isotope evidence for meteoric water infiltration during mylonitization and uplift in the Ruby Mountains-East Humboldt Range core complex, Nevada. Contributions to Mineralogy and Petrology 111, 203-221.
- GNIP, 2012. Global Network of Isotopes in Precipitation, base de données disponibles sur le site de l'International Atomic Energy Agency : www.iaea.org/water.
- Goldstein, R.H., 2001. Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. Lithos 55, 159-193.

- Gubler, Y., 1958. Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le tertiaire des Alpes françaises du sud : formations détritiques de Barrême, flysch Grès d'Annot. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 51, 942-977.
- Hoefs, J., 2009. *Stable Isotope Geochemistry*. Sixth Edition. Springer-Verlag, Berlin, 285 pp.
- Jourdan, S., 2012. Reconstitution de la morphogenèse Oligocène-Miocène des Alpes occidentales par une approche pluridisciplinaire. Thèse de l'Université de Grenoble, France, 361 pp.
- Jourdan, S., Bernet, M., Schwartz, S., Guillot, S., Tricart, P., Chauvel, C., Dumont, T., Montagnac, G., Bureau, S., 2012. Tracing the Oligocene-Miocene Evolution of the Western Alps Drainage Divide with Pebble Petrology, Geochemistry, and Raman Spectroscopy of Foreland Basin Deposits. *Journal of Geology* 120, 603-624.
- Kerckhove, C., 1969. La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrun-Ubaye (Alpes occidentales). *Géologie Alpine* 45, 5-204.
- Kim, S.-T., O'Neil, J.R., 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 3461-3475.
- Kump, L.R., Arthur, M.A., 1999. Interpreting carbone-isotope excursions: carbonates and organic matter. *Chemical Geology* 161, 181-198.
- Moecher, D.P., Valley, J.W., Essene, E.J., 1994. Extraction and carbone isotope analysis of CO₂ from scapolite in deep crustal granulites and xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 959-967.
- Morag, N., Avigad, D., Harlavan, Y., McWilliams, M.O., Michard, A., 2008. Rapid exhumation and mountain building in the Western Alps: petrology and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of detritus from the Tertiary basins of southeastern France. *Tectonics* 27, doi: 10.1029/2007TC002142.
- Muchez, P., Marshall, J.D., Touret, J.L.R., Viaene, W.A., 1994. Origin and migration of palaeofluids in the Upper Visean of the Campine Basin, northern Belgium. *Sedimentology* 41, 133-145.
- Mulch, A., Teysier, C., Cosca, M., Vangerhaeghe, O., Vennemann, T., 2004. Reconstructing paleoelevation in eroded orogens. *Geology* 6, 525-528.
- Prokoph, A., Shields, G.A., Veizer, J., 2008. Compilation and time-series analysis of a marine carbonate $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\delta^{34}\text{S}$ database through Earth history. *Earth-Science Reviews* 87, 113-133.
- Ramsey, J.G., Huber, M.I., 1983. *The techniques of modern structural geology. Volume 1: Strain Analysis*. Academic Press, London, 307 pp.

- Reboulet, S., Giraud, F., Colombié, C., Carpentier, A., 2013. Integrated stratigraphy of the Lower and Middle Cenomanian in a Tethian section (Blieux, southeast France) and correlations with Boreal basins. *Cretaceous Research* 40, 170-189.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy 12, Washington, 644 pp.
- Schwartz, S., Guillot, S., Tricart, P., Bernet, M., Jourdan, S., Dumont, T., Montagnac, G., 2012. Source tracing of detrital serpentinite in the Oligocene molasse deposits from the western Alps (Barrême basin): implication for relief formation in the internal zone. *Geological Magazine*. doi: 10.1017/S0016756811001105.
- Siebenaller, L., Boiron, M.-C., Vanderhaeghe, O., Hirsch, C., Jessell, M.W., Andre-Mayer, A.-S., France-Lanord, C., Photiades, A., 2012. Fluid record of rock exhumation across the brittle-ductile transition during formation of a Metamorphic Core Complex (Naxos Island, Cyclades, Greece). *Journal of Metamorphic Geology*. doi: 10.1111/jmg.12023.
- Tarantola, A., Diamond, L.W., Stünitz, H., 2010. Modification of fluid inclusions in quartz by deviatoric stress. I: experimentally induced changes in inclusion shapes and microstructures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 825-843.
- Trumbore, S.E., Druffel, E.R.M., 1995. Carbon isotopes for characterizing sources and turnover of nonliving organic matter. In : Zepp, R. G., Sonntag, C. H. (Eds), *Role of Nonliving Organic Matter in the Earth's Carbon Cycle*. Wiley, New-York, 7-22.
- Twiss, R.J., Moores, E.M., 1997. *Structural Geology*. Fourth Printing. W.H. Freeman and Company, New York, 532 pp.
- Uysal, I.T., Golding, S.D., Glikson, M., 2000. Petrographic and isotope constraints on the origin of authigenic carbonate minerals and the associated fluid evolution in Late Permian coal measures, Bowen Basin (Queensland), Australia. *Sedimentary Geology* 136, 189-206.
- Vallance, J., Cathelineau, M., Marignac, C., Boiron, M.-C., Fourcade, S., Martineau, F., Fabre, C., 2001. Microfracturing and fluid mixing in granites: W-(Sn) ore deposition at Vaulry (NW French Massif Central). *Tectonophysics* 336, 43-61.
- Van den Kerkhof, A.M., Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos* 55, 27-47.
- Vityk, M.O., Bodnar, R.J., 1995. Textural evolution of synthetic fluid inclusions in quartz during reequilibration, with applications to tectonic reconstruction. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 121, 309-323.

- Weisenberger, T.B., Rahn, M., van der Lelij, R., Spikings, R.A., Bucher, K., 2012. Timing of low-temperature mineral formation during exhumation and cooling in the Central Alps, Switzerland. *Earth and Planetary Science Letters* 327-328, 1-8.
- Zhang, Y.-G., Frantz, J.D., 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology* 64, 335-350.
- Zheng, Y.-F, 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 1079-1091.



Chapitre 5.

Conclusions et Perspectives

5.1. Conclusions

5.1.1. Principaux résultats

Cette thèse est l'illustration concrète des interactions directes qui existent entre tectonique, érosion et sédimentation dans une chaîne de montagnes. En complémentarité des études récentes pétrologiques (Schwartz et al., 2009 ; Monegato et al., 2010 ; Cordey et al., 2012 ; Jourdan et al., 2012), géochronologiques et thermochronologiques (Carrapa et al., 2004 ; Kuhlemann et al., 2006 ; Morag et al., 2008 ; Bernet et al., 2009 ; Simon-Labric et al., 2009) ou encore tectoniques et structurales (Schmid et al., 2004 ; Rosenbaum et Lister, 2005 ; Handy et al., 2010 ; Sanchez et al., 2010 ; Dumont et al., 2012), ce travail souligne l'apport de l'étude de la dynamique des systèmes de dépôts et des inclusions fluides dans la compréhension de l'histoire de l'exhumation des massifs, ainsi que la réponse du réseau hydrographique du bassin d'avant-pays à la tectonique et à l'érosion des reliefs.

L'objectif était d'utiliser les sédiments déposés dans le bassin d'avant-pays du SE de la France comme les témoins de la dynamique de subsidence lithosphérique, mais également des grandes étapes de mise en place des massifs alpins dont résulte cette chaîne de montagnes.

Pour se faire, les différentes études réalisées dans ce travail ont montré que :

- un réseau hydrographique complexe dans le bassin du SE de la France, composé de paléo-vallées d'orientation E-O et N-S, est actif dès l'Eocène
- la structuration du réseau est due à l'activité précoce de failles décrochantes au cours de la phase de compression N-S Pyrénéo-Provençale
- l'exhumation à l'Oligocène des massifs des Alpes internes induit le développement régional du réseau hydrographique et la régression de la Mer Nummulitique dans le bassin du SE
- l'exemple de la transition flysch-molasses du bassin de Barrême-Taulanne souligne la superposition de la subsidence flexurale et de l'activité tectonique locale dans l'enregistrement sédimentaire du réseau hydrographique
- une eau (probablement d'origine profonde) a circulé dans les massifs des Alpes internes au cours de leur exhumation et a participé à la cristallisation de fractures sous environ 2000m de profondeur

5.1.2. Evolution du réseau hydrographique du bassin du SE au cours de l'Eocène-Miocène

Dans les chaînes de montagnes, les réseaux hydrographiques participent à la fois à la dénudation des reliefs dès les premières phases de leur exhumation et au remplissage des bassins adjacents aux massifs. L'ensemble des observations et des analyses réalisées au cours de ce travail a permis de reconstituer l'histoire du réseau hydrographique du bassin d'avant-pays du SE de la France durant les premières phases de sa subsidence à l'Eocène-Miocène basal (~45-20 Ma). L'évolution de ce réseau est directement reliée aux différentes phases tectoniques de formation des Alpes occidentales et d'exhumation des premiers reliefs.

En intégrant les données tectoniques et structurales dans les différentes séries cénozoïques avec la dynamique de dépôt des environnements continentaux et marins dans chacun des secteurs étudiés, il a été montré que des vallées ont été créées au cours de la compression N-S Pyrénéo-Provençale. Cette structuration précoce (avant 45 Ma) a précédé le dépôt des premiers sédiments continentaux à l'Eocène (Conglomérats d'Argens). Ces paléo-vallées avaient deux orientations principales : E-O localisées dans la partie sud du bassin et N-S dans la partie nord. Les données obtenues à partir de la littérature, ainsi qu'une analyse microstructurale dans le bassin de Barrême relie la formation des vallées E-O aux plissements en avant du front Pyrénéo-Provençal. Les vallées N-S ont, elles, été initiées grâce à l'activité de failles N-S à NE-SO extensives et décrochantes actives au cours de cette phase tectonique. Ainsi, l'espace d'accommodation disponible pour la sédimentation éocène, créé par la subsidence flexurale du bassin d'avant-pays, est localement contrôlé par le rejet vertical de ces failles décrochantes.

La phase « underfilled » du bassin d'avant-pays débute par les dépôts alluviaux locaux des Conglomérats d'Argens. La dynamique des différents environnements de dépôt montre que ces paléo-vallées étaient connectées en un réseau hydrographique progressivement ennoyé au cours de la transgression de la Mer Nummulitique à l'Eocène (~45-35 Ma ; Figure 5-1). L'exhumation des premiers reliefs au cours de la phase Alpine de compression E-O est enregistrée sur l'ensemble du bassin d'avant-pays par la transition flysch-molasses (phase « filled » et « overfilled ») et la régression de la Mer Nummulitique. L'étude des bassins de Barrême et de Taulanne montre que cette régression est forcée en réponse à la mise en place des nappes internes et qu'elle est caractérisée d'une juxtaposition d'environnements de dépôts très variés qui se succèdent dans l'espace et dans le temps (Conglomérats de Clumanc et de

St-Lions, Grès de Senez, Série Bistre et Calcaires de Taulanne). Le passage marin-continental est clairement exprimé par les Calcaires de Taulanne, dont l'évolution latérale et verticale des faciès enregistre à la fois la subsidence locale du bassin et la tectonique alpine compressive dans un contexte climatique caractérisé par une saisonnalité marquée.

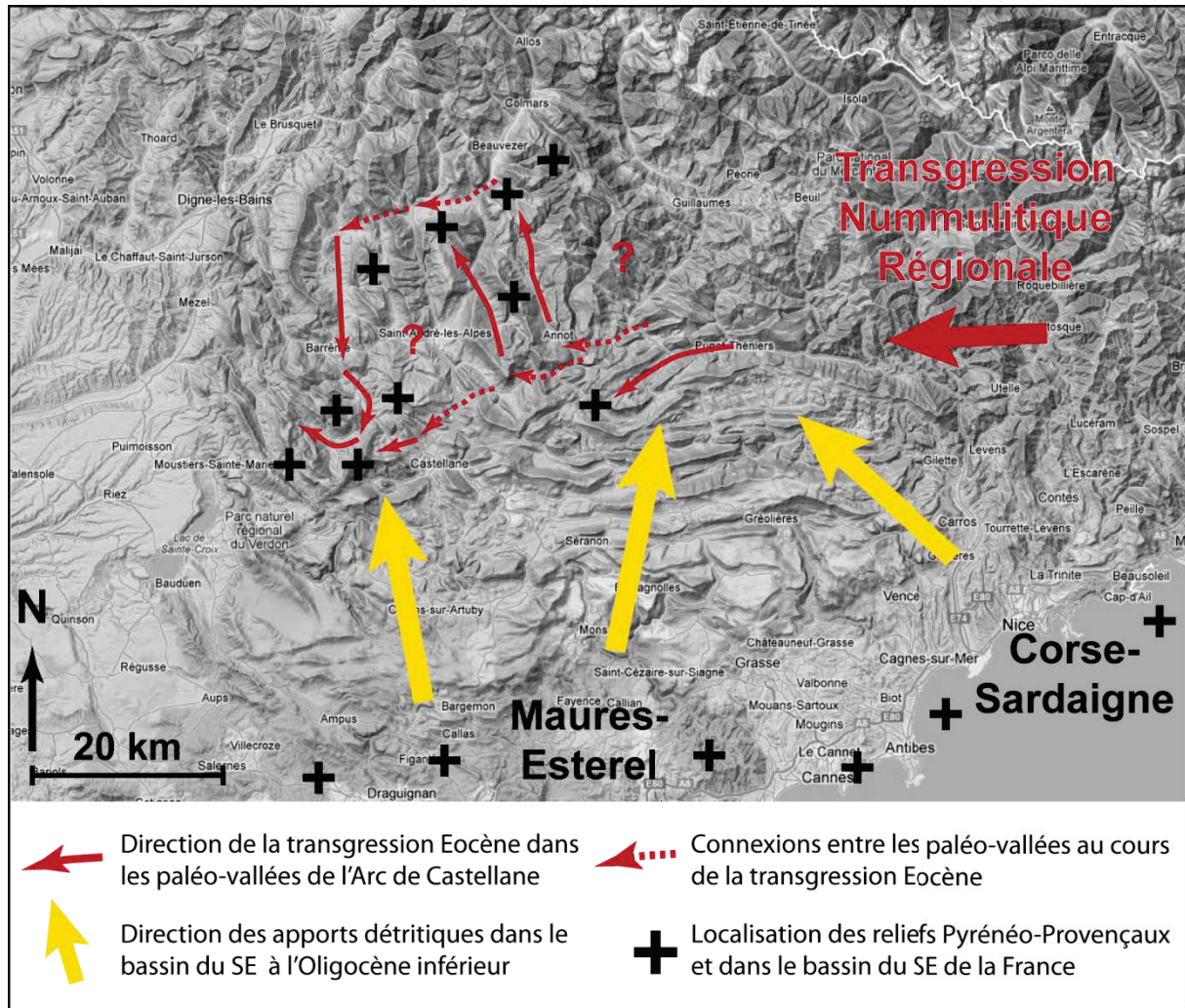


Figure 5-1. Reconstitution de l'orientation de la Transgression Nummulitique éocène dans les paléo-vallées qui composent aujourd'hui l'Arc de Castellane. A l'Oligocène inférieur, les apports détritiques (Grès d'Annot, Grès de Ville) proviennent des massifs Maures-Esterel et Corso-Sarde situés au sud du bassin et exhumés au cours de la phase de compression N-S Pyrénéo-Provençale.

L'activité tectonique régionale de chevauchement et de mise en place successive des nappes permet le développement régional du réseau au cours de l'Oligocène. Les produits de l'érosion du prisme d'accrétion ont transité par des vallées transverses aux reliefs et ont participé au comblement des paléo-vallées dans le bassin d'avant-pays durant cette période.

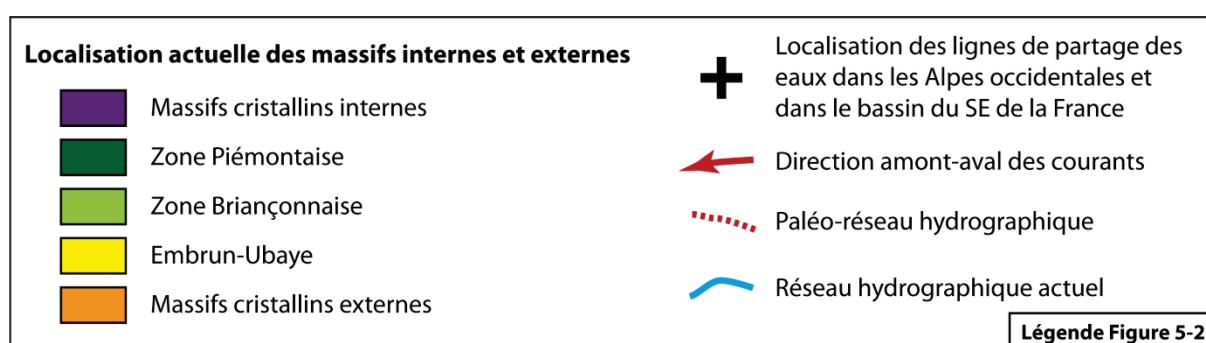
L'analyse pétrologique des galets d'origine endogène et exogène sédimentés dans le bassin de Barrême (Conglomérats de Clumanc et de St-Lions), ainsi que l'étude des inclusions fluides des veines contenues dans ces galets permettent de préciser leur secteur de provenance. L'homogénéité des conditions de piégeage du fluide dans les inclusions restreint ce secteur à la limite entre la zone Piémontaise, la zone Briançonnaise et la nappe Embrun-Ubaye. La source de l'eau ayant circulé dans ces roches est encore débattue (météorique ou provenant de la déshydratation des roches encaissantes). Néanmoins, il est clair que cette eau s'est enrichie (ou était enrichie) en sels au cours de sa percolation dans les séries avant son piégeage dans les inclusions fluides. Les conditions de pression et température de piégeage de l'eau identifiées dans cette étude soulignent que la précipitation des veines de quartz et de calcite s'est effectuée sous une série épaisse d'environ 2000 m. Les descriptions pétrographiques des veines de quartz/calcite et des inclusions fluides montrent que celles-ci ont subi des dissolutions/recristallisations dues à l'infiltration et à la précipitation de fluides secondaires sursaturés en calcium. De plus, les différentes structures et textures de déformations observées sur l'ensemble des échantillons soulignent qu'ils ont été soumis à des contraintes tectoniques pendant et postérieurement à la cimentation des veines. Cette tectonique est ici mise en relation avec l'exhumation des roches et leur mise à l'affleurement au cours de la phase tectonique Alpine. Après leur transport et leur dépôt dans les paléo-vallées à l'Oligocène, ces galets sont partiellement cimentés par de la calcite qui a précipité à partir d'une eau météorique.

Ce réseau hydrographique, désormais d'envergure régionale, subit des modifications locales dues à la compression Alpine. En effet, celle-ci engendre des inversions de courants et des migrations des centres de dépôt très bien enregistrés dans les vallées N-S de Barrême, de Montmaur et de St-Disdier. Les niveaux évaporitiques triasiques et les abords des failles précoces décrochantes et normales N-S représentent des zones de faiblesse favorisant la localisation de failles inverses au cours de la compression dirigée d'est en ouest. Le modèle proposé dans cette thèse souligne ainsi que la phase Alpine n'est pas en cause dans la structuration précoce du réseau de drainage dans le bassin d'avant-pays du SE de la France. Son activité plus tardive (à partir de l'Oligocène, ~34 Ma) a permis la formation de bassins en piggy-back caractéristiques de la structure actuelle du bassin d'avant-pays.

5.1.3. Géométrie du réseau hydrographique et migration des lignes de partage des eaux du bassin du SE et des Alpes occidentales au cours de l'Oligo-Miocène (34-20 Ma)

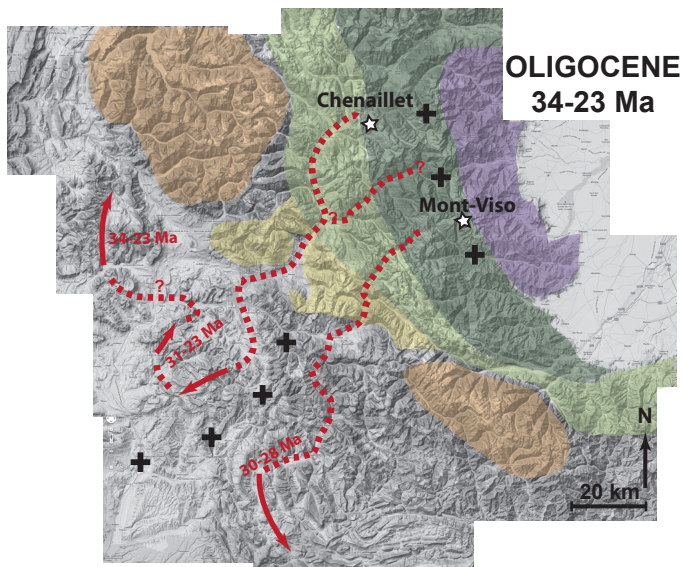
L'analyse des systèmes de dépôts, des veines de quartz/calcite et des inclusions fluides réalisée dans cette thèse est comparée aux données de la littérature afin d'appréhender l'évolution de la géométrie du réseau hydrographique du bassin du SE depuis la mise en place des premiers reliefs alpins. A l'Eocène, les reliefs sont situés au sud du bassin et représentent le prisme d'accrétion pyrénéo-provençal. Les apports proviennent majoritairement des massifs Corso-Sarde et Maures-Esterel (Figure 5-1 ; Ravanne et al., 1987 ; Evans et Mange-Rajetzky, 1991 ; Evans et al., 2004 ; Joseph et Lomas, 2004) et sont transportés et déposés dans le réseau de drainage du bassin du SE déjà d'envergure régionale. A l'Oligocène, la mise en place des premiers reliefs alpins occidentaux induit un changement de provenances ; l'orientation amont-aval des systèmes de dépôts situés au sud du bassin s'inversent (e.g. Barrême). La source des apports détritiques alpins à Barrême reste encore débattue, les serpentinites semblent pouvoir provenir du Piémontais proche du Mont-Viso actuel (Schwartz et al., 2012), alors que les basaltes sont comparables à ceux présents dans le secteur du Chenaillet situé plus au nord (Jourdan et al., 2012). L'étude des inclusions fluides réalisées au cours de cette thèse souligne que ces galets alpins proviennent d'un même secteur source. Nous proposons donc ici deux sources différentes pour les apports alpins déposés dans les vallées du sud du bassin (Barrême) et celle du nord (Montmaur/St-Disdier) (Figure 5-2). En tenant compte de la stabilité des rivières transversales intra-montagneuses au cours du temps, le tracé des paléo-rivières peut être reconstitué entre l'Oligocène et le Miocène (Figure 5-2). Aujourd'hui, le drain principal des produits de l'érosion des Alpes internes est la Durance, qui se situe plus à l'ouest de notre zone d'étude, mais qui prend sa source dans la zone Briançonnaise au même endroit que les rivières Oligo-Miocène (Chenaillet). Malgré la migration vers l'ouest du drain principal en lien avec l'avancée du front de chevauchement vers l'ouest et le nord-ouest, le réseau hydrographique actuel (bien que secondaire) réemprunte en grande partie celui du bassin Oligo-Miocène (Figure 5-2). Ceci souligne que sur plusieurs dizaines de millions d'années, la géométrie générale d'un réseau hydrographique peut rester stable et être préservée dans une zone tectonique active.

Figure 5-2. Reconstitution du réseau hydrographique du bassin du SE de la France et des lignes de partage des eaux dans les Alpes occidentales et dans le bassin à l'Oligocène (34-23 Ma), au Miocène (23-20 Ma) et de nos jours. Deux sources différentes sont discriminées dès l'Oligocène entre les vallées du sud du bassin (Barrême) et celles du nord (Esclangon/ Esparron-la-Bâtie/Faucon-du-Caire et Montmaur/StDisdier). Ce scénario propose une migration vers l'ouest de la ligne de partage des eaux entre la France et l'Italie à la limite Oligo-Miocène, et une migration vers le nord de la ligne séparant la paléo-Durance du paléo-Drac au cours du Miocène. Le réseau de drainage actuel semble emprunter en grande partie ces paléo-vallées cénozoïques.



5.1.4. Enregistrement de la subsidence flexurale à l'échelle de l'arc alpin

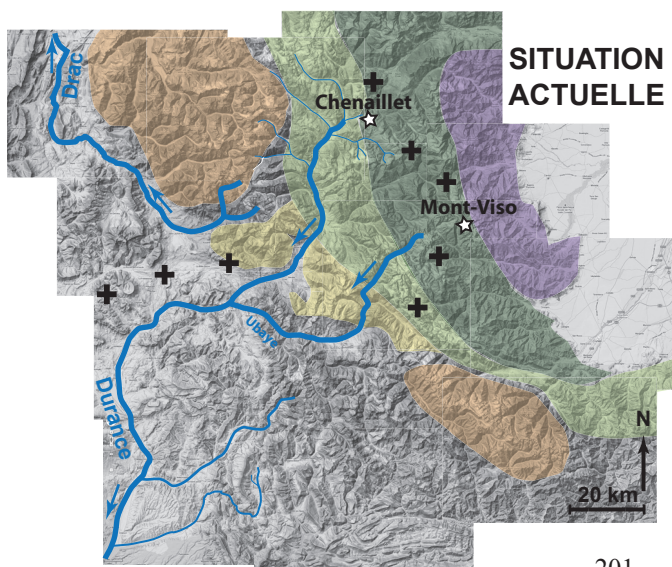
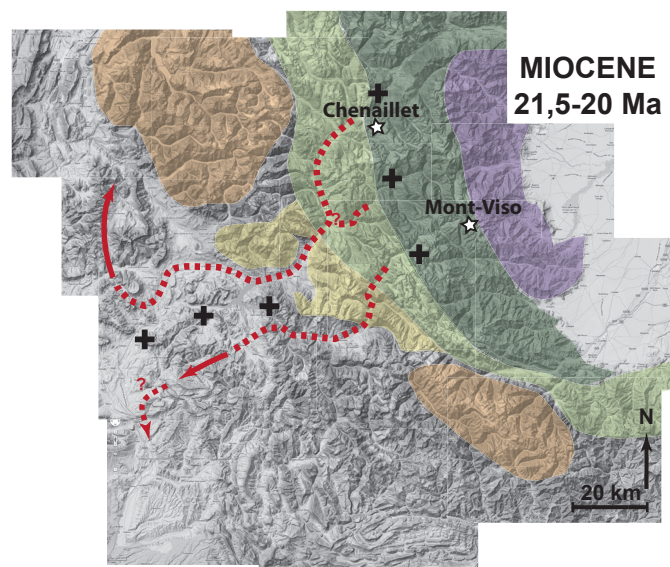
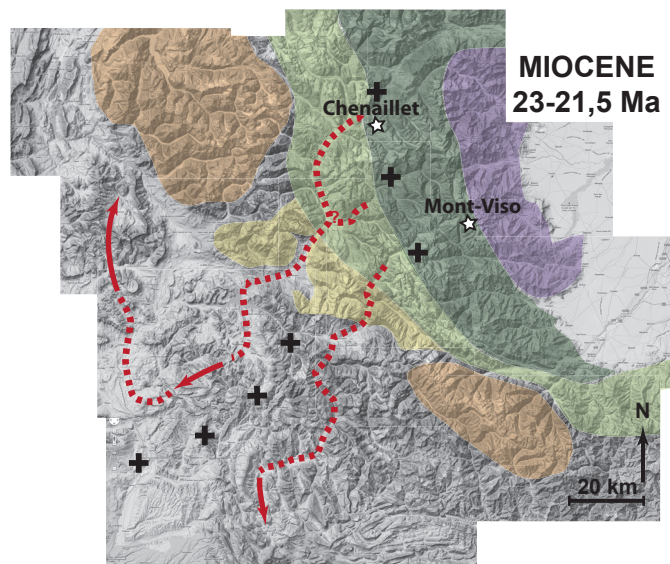
Au cours de ce travail, la reconstitution de la dynamique de dépôt des sédiments Eocène-Miocène (45-20 Ma) dans les paléo-vallées a notamment permis de préciser la stratigraphie de certains secteurs. En tenant compte de la dynamique de subsidence du bassin d'avant-pays, les séquences de dépôt enregistrées localement dans les paléo-vallées ont pu être corrélées à l'échelle du bassin du SE. Ces corrélations mettent en évidence que des systèmes de dépôt parfois très locaux enregistrent parfaitement l'évolution de la subsidence régionale en réponse à la mise en place des reliefs. A partir des synthèses récentes existant dans la littérature, les différentes formations lithostratigraphiques décrites dans le bassin molassique suisse (Allen et al., 1991 ; Berger et al., 2005 et références citées) et le bassin nord-alpin (Kuhlemann et Kempf, 2002 et références citées) peuvent être corrélées avec celles décrites dans cette thèse (Figure 5-3). Ces corrélations montrent qu'à l'échelle de l'arc alpin, les grands cycles de subsidence flexurale enregistrés dans les bassins d'avant-pays sont synchrones. Le premier cycle T/R molassique illustre que l'ensemble des systèmes de dépôts sont continentaux à la base du Chattien (28 Ma), faisant suite à la première phase



(1) Dès l'Oligocène, les apports en clastes alpins dans le bassin semblent provenir de différentes sources: le Mont-Viso alimenterait les vallées du sud (Barrême), le Chenaillet celles du nord (Esclangon/Esparron-la-Bâtie/Faucon-du-Caire et Montmaur/St-Disdier). La ligne de partage des eaux entre la France et l'Italie se situe à la limite entre le Piémontais et Dora-Maira. La ligne principale de partage des eaux dans le bassin se situe entre les vallées de Barrême (paléo-Durance) et d'Esclangon (paléo-Drac).

(2) A la base de l'Aquitarien, la ligne de partage des eaux alpine a migré vers l'ouest en réponse à l'exhumation des massifs de la zone Briançonnaise au cours de l'Oligocène. Dans le bassin la paléo-Durance et le paléo-Drac semblent rester géométriquement stables.

(3) C'est au toit de l'Aquitarien que l'ensemble du système dans le bassin se déplace vers le nord. Barrême est alors inactivée, les vallées d'Esclangon/Esparron/Faucon sont réempruntées par la nouvelle paléo-Durance. La ligne de partage des eaux avec le paléo-Drac se situe au nord de Faucon-du-Caire.



(4) Depuis le Miocène, la ligne de partage des eaux dans le bassin entre les deux drains principaux (Durance et Drac) a encore migré vers le nord. Aujourd'hui, le Drac ne prend plus sa source dans le Briançonnais, mais dans le Pelvoux. La Durance continue à éroder les massifs internes alpins, du Chenaillet (en ayant capté le paléo-Drac) au Mont-Viso (via l'Ubaye). Le niveau de base de la Durance est remonté vers les plus hauts reliefs modifiant la géométrie de son bassin versant.

Figure 5-2

d'exhumation du prisme d'accrétion durant la compression Alpine (Figure 5-3 ; Piémontais et Austroalpin). Le second cycle molassique qui débute à l'Aquitaniens (23 Ma) illustre la subsidence du bassin d'avant-pays reliée à la seconde phase d'exhumation des reliefs (Figure 5-3 ; Briançonnais et Helvétique). En revanche, les clastes alpins qui constituent en partie la sédimentation molassique montrent des apports diachrones du SO (bassin sud-alpin) au NE (bassin nord-alpin) au cours du Rupélien (~34-28 Ma) en lien avec l'exhumation progressive des massifs internes. Les Alpes occidentales ayant été soumises à la phase Pyrénéo-Provençale, la mise en place des premiers massifs y est plus précoce (~40-36 Ma) que dans les Alpes centrales (~35-30 Ma) (Schlunegger et al., 1996 ; Von Eynatten, 2003 ; Kuhlemann et Kempf, 2002 ; Kempf et Pross, 2005 ; Kuhlemann et al., 2006 ; Jourdan, 2012 ; Schwartz et al., 2012).

Figure 5-3. Corrélations lithostratigraphiques des séries Eocène-Miocène basal entre les bassins d'avant-pays sud-alpin (Entrevaux, Barrême, Montmaur/St-Disdier), molassique suisse (occidentale) et nord-alpin (Allemagne, Autriche). Les surfaces de transgression des deux grands cycles molassiques (base Chattien et base Aquitanien) sont identifiées comme synchrones sur l'ensemble de l'arc alpin. Ces deux cycles enregistrent l'évolution de la subsidence du bassin d'avant-pays alpin en réponse aux deux phases majeures d'exhumation des massifs internes. La légende est identique à la Figure 2-9.

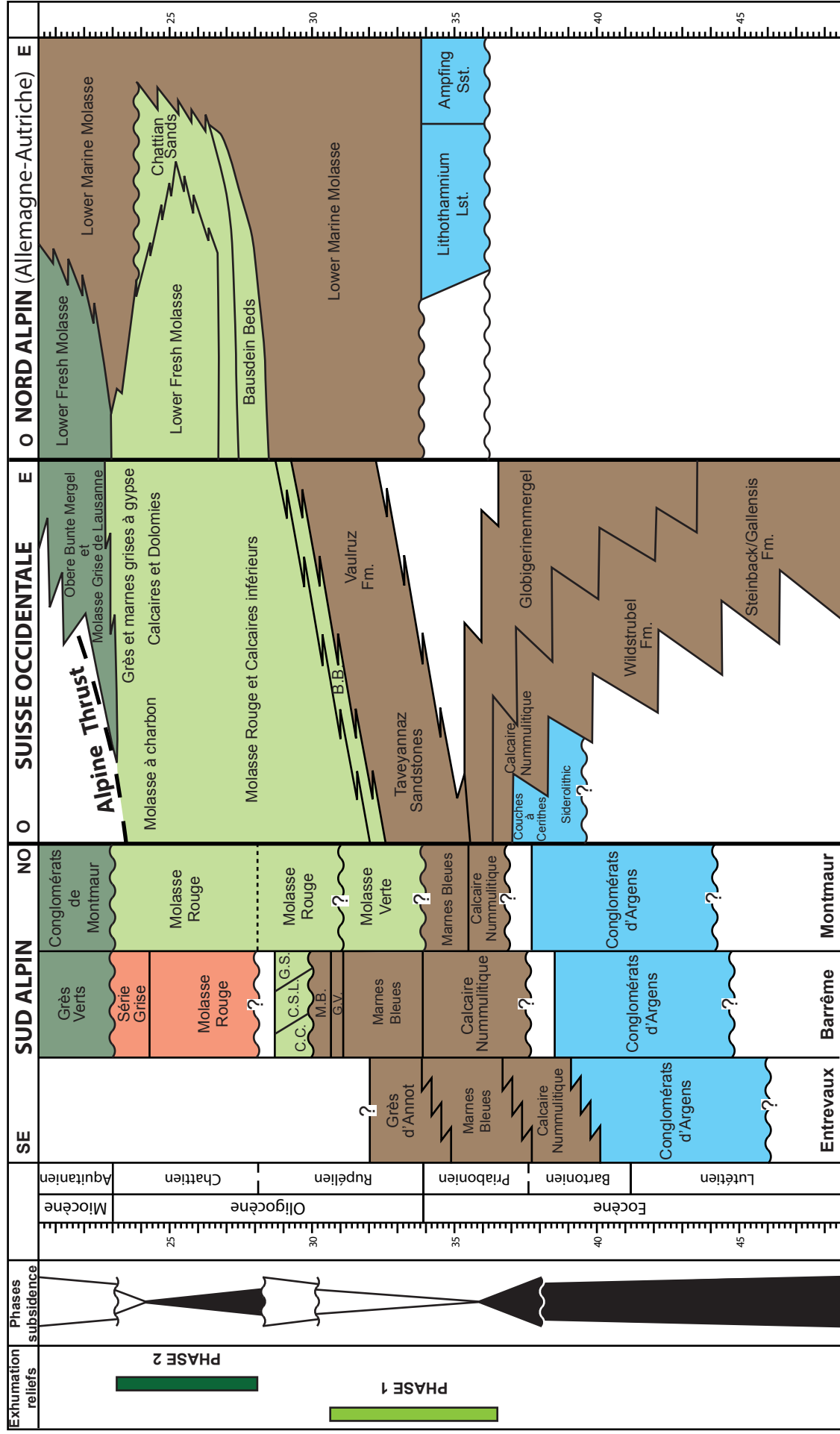


Figure 5-3

5.2. Perspectives

5.2.1. Quelle était l'altitude des reliefs internes dans les Alpes occidentales à l'Oligocène ? Apport de la composition isotopique (H, O) des eaux météoriques pour les reconstitutions paléo-altimétriques.

Afin de pouvoir estimer l'altitude des reliefs des massifs alpins au moment de leur exhumation, des études sont encore à effectuer à partir des données déjà obtenues sur les inclusions fluides. Ces analyses se déclinent en trois étapes : i) déterminer l'âge de cristallisation des veines de quartz et calcites dans lesquelles ont été piégées les inclusions fluides, ii) déterminer si la source du fluide est une eau d'origine météorique, iii) estimer la paléo-altimétrie des reliefs à partir de la composition isotopique en hydrogène et en oxygène de cette eau.

1) L'étude des inclusions fluides piégées dans les veines de quartz et de calcite présentes dans les galets exotiques sédimentés dans le bassin de Barrême a permis de montrer que de l'eau a circulé dans les roches au cours de l'exhumation des reliefs alpins. Les études thermochronologiques récentes montrent que l'exhumation des massifs internes d'âge Oligocène s'est effectuée très rapidement autour de 38-30 Ma avec un pic à 32 Ma (Morag et al., 2008 ; Jourdan et al., 2012). Le dépôt des Conglomérats de St-Lions étant estimé à environ 30-29 Ma (Callec, 2001), l'érosion des roches contenant les veines de quartz/calcite ainsi que le transport des galets et leur dépôt dans le bassin se sont effectués également très rapidement (entre 2 et 4 Ma). L'âge de cristallisation des veines se situe donc entre ce pulse orogénique et l'érosion des massifs piémontais et briançonnais. Afin de préciser au mieux la période initiale de piégeage de l'eau dans les inclusions fluides, il pourrait être envisagé d'effectuer une datation (K/Ar ou Ar/Ar) des chlorites et des adulaires associées aux quartz et aux calcites qui ont participé à la cimentation des fractures.

2) S'il est, à ce stade, déjà démontré que le fluide piégé au cours de la cimentation des veines de quartz et de calcite est une eau enrichie en sels, les résultats isotopiques obtenus ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, δD) ne permettent pas pour l'instant de confirmer la source de l'eau à partir de laquelle les cristaux ont précipité. Deux hypothèses sont proposées : la première intègre une source d'eau météorique infiltrée dans les séries qui composent les massifs Piémontais et Briançonnais ; la seconde fait intervenir une eau provenant de la déshydratation des roches

encaissantes. Afin de confirmer l'une ou l'autre des hypothèses, il est prévu à court terme de déterminer la composition isotopique en carbone, en oxygène et en hydrogène des roches encaissantes. Dans le cas où celles-ci sont similaires à la composition des minéraux hôtes contenant les inclusions fluides (quartz et calcite), nous pourrions conclure que le fluide qui a participé à la cristallisation des minéraux de quartz/calcite était tamponné par la composition du fluide contenu dans les roches encaissantes. Dans le cas inverse, nous pourrions conclure à l'infiltration d'une eau d'origine météorique et à son piégeage dans les inclusions fluides.

3) Si l'eau piégée dans les inclusions fluides est d'origine météorique, la valeur de son $\delta^{18}\text{O}$ permettrait d'estimer l'altitude des reliefs des zones internes (Garzzone et al., 2000 ; Hren et al., 2009) au moment de la cristallisation des veines. Pour ce faire, Rowley et Garzzone (2007) ont développé un modèle dans lequel le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau météorique est fonction de l'altitude de condensation de l'eau. Cette relation, validée dans les Alpes (Rowley et al., 2001) exprime une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau météorique de 0,15 à 0,5‰ par 100m d'élévation. Nous avons vu que l'hydrogène est l'élément qui a très probablement subi le moins d'échanges isotopiques avant et après la formation des inclusions fluides. Le δD refléterait donc la composition isotopique initiale de l'eau de manière plus fiable que le $\delta^{18}\text{O}$ obtenu à partir des inclusions et des minéraux hôtes. C'est pourquoi il est préférable d'obtenir le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau à partir du δD via la droite des eaux météoriques (Figure 5-4).

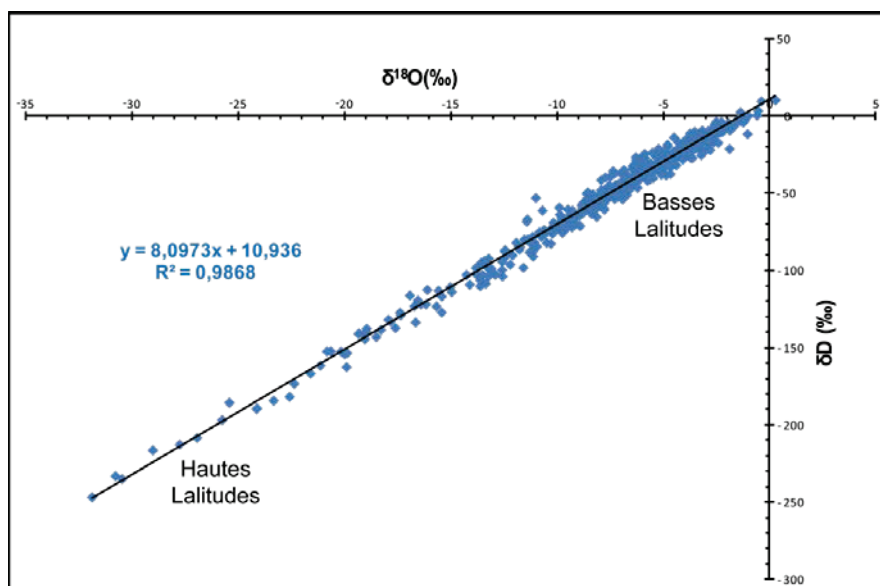


Figure 5-4. Droite des eaux météoriques : la composition isotopique des eaux météoriques est caractérisée par une relation linéaire entre le $\delta^{18}\text{O}$ et le δD qui est fonction de la latitude.

Il est alors envisageable d'estimer l'altitude des reliefs alpins au moment du piégeage des fluides (Figure 5-5, A1). Dans un second temps, connaissant l'altitude des reliefs actuels (Figure 5-5, A2), l'épaisseur de sédiments érodés dans les massifs internes pourrait être évaluée.

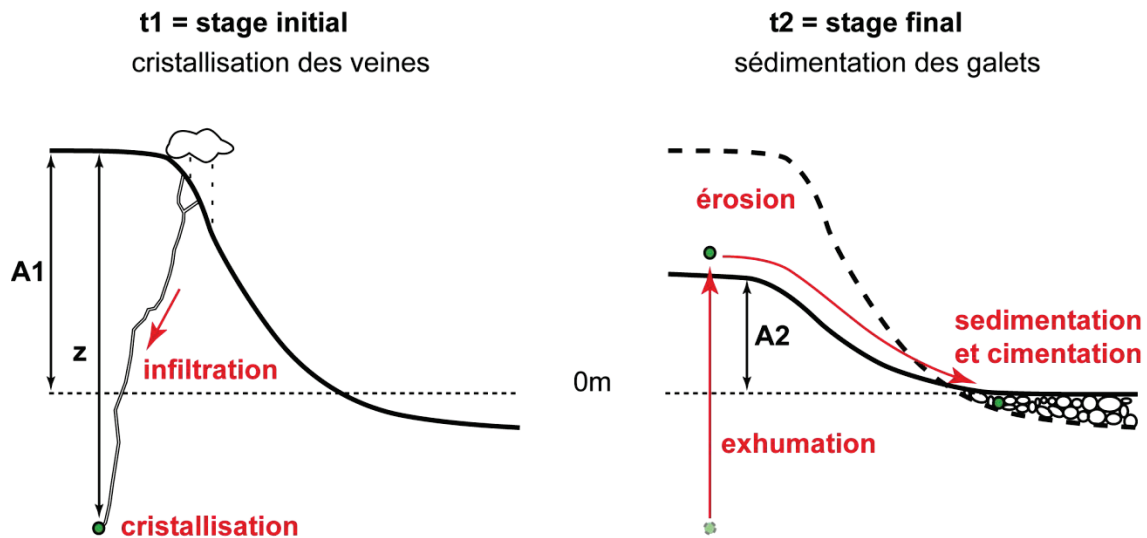


Figure 5-5. Principe de paléo-altimétrie, dans lequel z est la profondeur de piégeage de l'eau dans les inclusions fluides, $A1$ est l'altitude du relief à laquelle l'eau a condensé et $A2$ est l'altitude actuelle des reliefs.

4) Dans le cadre du projet ANR « Erosion et Evolution du Relief dans les Alpes occidentales » auquel cette thèse est rattachée, une estimation des paléo-altitudes par les pollens (Suc et Fauquette, 2012) était envisagée en parallèle de l'étude des inclusions fluides. Les premiers résultats sur les groupes de pollens contenus dans les sédiments oligocènes du bassin de Barrême indiquent que les reliefs internes se situaient à cette époque autour de 2500-3000m d'altitude. Ces estimations pourront être confrontées à celles obtenues à partir des inclusions fluides et ainsi permettront de contraindre au mieux le modèle paléo-altimétrique proposé.

5.2.2. Comment évolue la ligne de partage des eaux dans les Alpes occidentales entre la France et l'Italie? Implication de la tectonique et du climat sur l'érosion et l'évolution morphologique des chaînes de montagnes.

A l'échelle d'une chaîne de montagnes, la ligne de partage des eaux (comme les réseaux de drainages) évolue en fonction de la tectonique de mise en place des reliefs et du climat (Whipple et Meade, 2006 ; Attal, 2009). Reconstruire la migration de cette ligne topographique au cours du temps permet d'évaluer la dynamique érosive des réseaux hydrographiques situés en aval et ainsi d'estimer l'implication du climat sur l'érosion des reliefs par rapport à la tectonique d'exhumation des massifs.

Une première reconstitution de l'évolution de la ligne de partage des eaux entre la Durance et le Drac dans le bassin du SE a déjà été proposée dans ce travail (Figure 5-2). Cette hypothèse souligne que cette ligne existait précocement dans l'histoire du bassin et qu'elle a migré vers le NE au cours du temps. D'après les premiers résultats, un shift important semble avoir eu lieu au cours du Miocène (Figure 5-2). Cependant, la géométrie du réseau proposée ici montre encore des incertitudes. Si les provenances des clastes alpins sédimentés dans le secteur de Barrême sont relativement bien contraintes (Morag et al., 2008 ; Cordey et al., 2012 ; Jourdan et al., 2012 ; Schwartz et al., 2012), ce n'est pas le cas pour les autres secteurs étudiés dans cette thèse (Montmaur/St-Disdier, Faucon-du-Caire, Esparron-la-Bâtie et Esclangon) où sont également déposés des clastes provenant des Alpes internes. Il est donc important de contraindre mieux les provenances de ces secteurs, afin de reconstruire le plus fidèlement possible l'évolution de la géométrie du réseau hydrographique dans le bassin du SE.

Pour se faire, en complément de l'étude sédimentologique déjà réalisée au cours de cette thèse, des analyses pétrographiques et géochimiques sur les galets associées à une analyse complète des inclusions fluides des éventuelles veines contenues dans ces galets exotiques permettraient de contraindre plus précisément les secteurs sources du réseau. La géométrie et la dynamique du réseau de drainage pourraient alors être modélisées, ainsi que leur évolution en réponse aux différentes phases tectoniques de mise en place des reliefs. Une attention particulière devrait être portée aux paléo-vallées de Faucon-du-Caire, Esparron-la-Bâtie et Esclangon, secteur charnière du bassin d'avant-pays du SE, où la nature des galets, ainsi que l'évolution et la dynamique amont-aval des systèmes de dépôts ne sont pas encore résolues. Ces analyses complémentaires permettraient de mieux contraindre le déplacement au

cours du temps de la ligne de partage des eaux entre la Durance et le Drac que nous proposons à l'échelle du bassin d'avant-pays du SE de la France.

A l'échelle des Alpes occidentales, Jourdan (2012) propose la mise en place d'une topographie asymétrique dès l'Oligocène moyen avec une pente plus douce en France qu'en Italie, les plus hauts reliefs se situant dans la zone Piémontaise. La ligne de partage des eaux aurait ensuite migré vers l'ouest au cours de l'Oligocène et semble rester quasiment stable du Miocène à nos jours. Ce scénario est en accord avec l'évolution de la ligne de partage des eaux entre la Durance et le Drac dans le bassin du SE ; les deux semblant migrer de manière synchrone à la limite Oligocène-Miocène (~25-21 Ma) pour présenter une géométrie très proche de l'actuelle. Ainsi, combiner les résultats obtenus à la fois dans le bassin d'avant-pays et dans la chaîne alpine précisera le temps de réajustement du réseau dans le bassin par rapport à l'évolution régionale de l'exhumation des reliefs et de la ligne de partage des eaux entre la France et l'Italie.

Dans le cadre d'une chaîne de montagne de morphologie initialement symétrique, la migration de la ligne de partage des eaux vers le flanc le moins exposé aux précipitations induit la mise en place d'une topographie asymétrique au cours du temps (Bonnet, 2009). Or, il semblerait que les Alpes occidentales aient acquis une géométrie asymétrique très précocement dans l'histoire de l'exhumation des reliefs internes, au moins depuis l'Oligocène (~34 Ma ; Gebauer et al., 1997 ; Carrapa et al., 2004 ; Jourdan, 2012). Reconstituer l'évolution de la ligne de partage des eaux entre la France et l'Italie permettra de comparer le modèle alpin à l'évolution morphologique d'autres grandes chaînes. L'Himalaya, contrairement aux Alpes, est soumise à un régime de mousson intense sur son flanc sud corrélé avec l'exhumation et l'érosion des reliefs depuis l'Oligo-Miocène (Sun et Wang, 2005 ; Clift et VanLaningham, 2010). Une comparaison entre ces deux chaînes soumises à des climats différents apporterait de nouvelles contraintes aux modèles géodynamiques globaux et préciseront l'implication de chacun des facteurs (climat et tectonique) sur l'évolution morphologique des chaînes de montagnes.

Références

- Allen, P.A., Crampton, S.L., Sinclair, H.D., 1991. The inception and early evolution of the North Alpine foreland basin, Switzerland. *Basin Research* 3, 143-163.
- Attal, M., 2009. Rivers split as mountains grow. *Nature Geoscience* 2, 747-748.

- Berger, J.-P., Reichenbacher, B., Becker, D., Grimm, M., Grimm, K., Picot, L., Storni, A., Pirkenseer, C., Schaefer, A., 2005. Eocene-Pliocene time scale and stratigraphy of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB). *International Journal of Earth Sciences* 94, 711-731.
- Bernet, M., Brandon, M., Garver, J., Balestieri, M.L., Ventura, B., Zattin, M., 2009. Exhuming the Alps through time: clues from detrital zircon fission-track thermochronology. *Basin Research* 21, 781-798.
- Bonnet, S. 2009. Shrinking and splitting of drainage basins in orogenic landscapes from the migration of the main drainage divide. *Nature Geoscience* 2, 766-771.
- Callec, Y., 2001. La déformation syn-sédimentaire des bassins paléogènes de l'Arc de Castellane (Annot, Barrême, Saint-Antonin). Thèse de l'Ecole des Mines de Paris, France, 347 pp.
- Carrapa, B., Di Giulio, A., Wijbrans, J., 2004. The early stages of the Alpine collision: an image derived from the upper Eocene-lower Oligocene record in the Alps-Appennines junction area. *Sedimentary Geology* 171 181-204.
- Clift, P.D., VanLaningham, S., 2010. A climatic trigger for a major Oligo-Miocene unconformity in the Himalayan foreland basin. *Tectonics* 29, TC5014, doi: 10.1029/2010TC002711.
- Cordey, F., Tricart, P., Guillot, S., Schwartz, S., 2012. Dating the Tethyan Ocean in the Western Alps with radiolarites pebbles from synorogenic Oligocene molasse basins (southeast France). *Swiss Journal of Geoscience* 105 39-48.
- Dumont, T., Schwartz, S., Guillot, S., Simon-Labric, T., Tricart, P., Jourdan, S., 2012. Structural and sedimentary records of the Oligocene revolution in the Western Alpine arc. *Journal of Geodynamics* 56-57, 18-38.
- Evans, M.J., Mange-Rajetzky, M.A., 1991. The provenance of sediments in the Barrême thrust-top basin, Haute-Provence, France. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geological Society of London Special Publication 57, 323-342.
- Evans, M.J., Elliott, T., Apps, G.M., Mange-Rajetzky, M.A., 2004. The Tertiary Grès de Ville of the Barrême Basin: feather edge equivalent of the Grès d'Annot? In: Joseph, P., Lomas, S.A. (Eds), *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*. Geological Society of London Special Publication 221, 97-110.

- Garzione, C.N., Quade, J., DeCelles, P.G., English, N.B., 2000. Predicting paleoelevation of Tibet and the Himalayan from $\delta^{18}\text{O}$ vs. altitude gradients in meteoric water across the Nepal Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters* 183, 215-229.
- Gebauer, D., Schertl, H.-P., Brix, M., Schreyer, W., 1997. 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps. *Lithos* 41, 5-24.
- Handy, M.R., Schmid, S.M., Bousquet, R., Kissling, E., Bernouilli, D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews* 102, 121-158.
- Hren, M.T., Bookhagen, B., Blisniuk, P.M., Booth, A., Chamberlain, P., 2009. $\delta^{18}\text{O}$ and δD of streamwaters across the Himalaya and Tibetan Plateau: Implications for moisture sources and paleoelevation reconstructions. *Earth and Planetary Science Letters* 288, 20-32.
- Joseph, P., Lomas, S.A., 2004. Deep-water sedimentation in the Alpine Foreland Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems – an introduction. In: Joseph, P., Lomas, S.A. (Eds), *Deep-water sedimentation in the Alpine Foreland Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*, Geological Society of London Special Publication 221, 1-16.
- Jourdan, S., 2012. Reconstitution de la morphogenèse Oligocène-Miocène des Alpes occidentales par une approche pluridisciplinaire. Thèse de l'Université de Grenoble, France, 361 pp.
- Jourdan, S., Bernet, M., Schwartz, S., Guillot, S., Tricart, P., Chauvel, C., Dumont, T., Montagnac, G., Bureau, S., 2012. Tracing the Oligocene-Miocene Evolution of the Western Alps Drainage Divide with Pebble Petrology, Geochemistry, and Raman Spectroscopy of Foreland Basin Deposits. *Journal of Geology* 120, 603-624.
- Kempf, O., Pross, J., 2005. The lower marine to lower freshwater Molasse transition in the northern Alpine foreland basin (Oligocene; central Switzerland–south Germany): age and geodynamic implications. *International Journal of Earth Sciences* 94, 160-171.
- Kuhlemann, J., Kempf, O., 2002. Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. *Sedimentary Geology* 152, 45-78.
- Kuhlemann, J., Dunkl, I., Brügel, A., Spiegle, C., Frisch, W., 2006. From source terrains of the Eastern Alps to the Molasse Basin: Detrital record of non-steady-state exhumation. *Tectonophysics* 413, 301-316.

- Monegato, G., Stefani, C., Zattin, M., 2010. From present rivers to old terrigenous sediments: the evolution of the drainage system in the eastern Southern Alps. *Terra Nova* 22, 218-226.
- Morag, N., Avigad, D., Harlavan, Y., McWilliams, M.O., Michard, A., 2008. Rapid exhumation and mountain building in the Western Alps: petrology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of detritus from the Tertiary basins of southeastern France. *Tectonics* 27, doi: 10.1029/2007TC002142.
- Ravenne, C., Vially, R., Riché, P., Trémolière, P., 1987. Sédimentation et tectonique dans le bassin marin Eocène supérieur-Oligocène des Alpes du Sud. *Revue de l'Institut Français du Pétrole* 42, 529-553.
- Rosenbaum, G., Lister, G., 2005. The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions. *Earth-Science Reviews* 69, 281-306.
- Rowley, D.B., Garzione, C.N., 2007. Stable Isotope-Based Paleoaltimetry. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 35, 463-508.
- Rowley, D.B., Pierrehumbert, R.T., Currie, B.S., 2001. A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 253-268.
- Sanchez, G., Rolland, Y., Schreiber, D., Giannerini, G., Corsini, M., Lardeaux, J.-M., 2010. The active fault system of SW Alps. *Journal of Geodynamics* 49, 296-302.
- Schlunegger, F., Matter, A., Burbank, D.W., Klaper, E.M., 1996. Magnetostratigraphic constraints on relationships between evolution of the central Swiss Molasse basin and Alpine orogenic events. *Geological Society of America Bulletin* 109, 22-241.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helveticae* 97, 93-117.
- Schwartz, S., Tricart, P., Lardeaux, J.M., Guillot, S., Vidal, O., 2009. Late tectonic and metamorphic evolution of the Piedmont accretionary wedge (Queyras Schistes lustré, western Alps): evidence for tilting during Alpine collision. *Geological Society of America Bulletin* 121, 502-518.
- Schwartz, S., Guillot, S., Tricart, P., Bernet, M., Jourdan, S., Dumont, T., Montagnac, G., 2012. Source tracing of detrital serpentinite in the Oligocene molasse deposits from the western Alps (Barrême basin): implication for relief formation in the internal zone. *Geological Magazine*. doi: 10.1017/S0016756811001105.

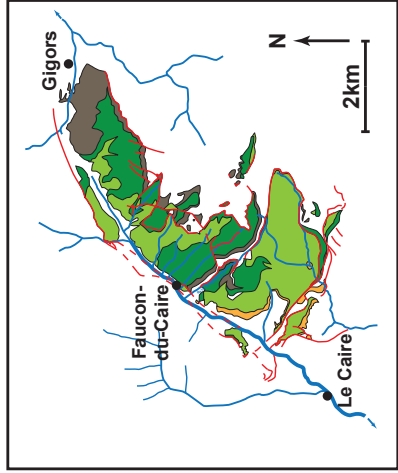
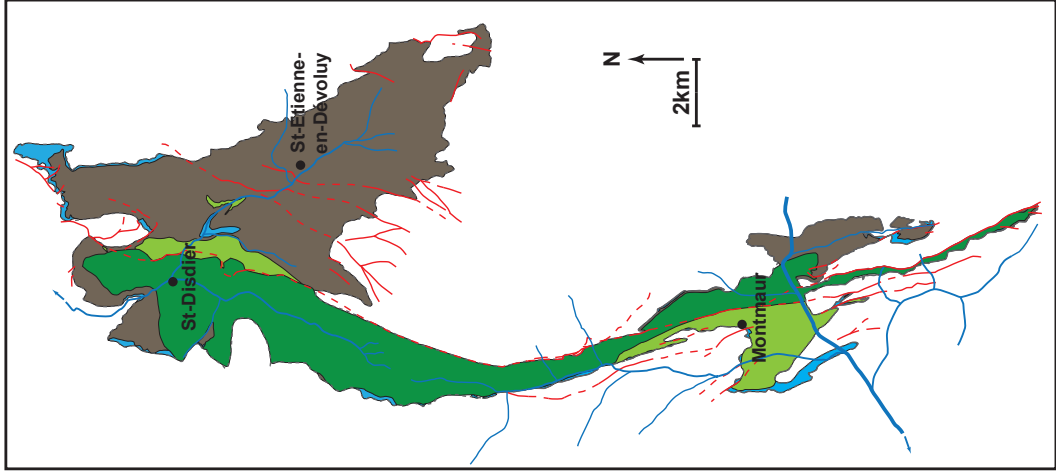
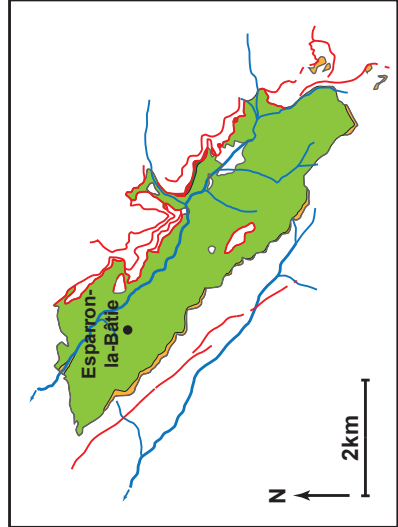
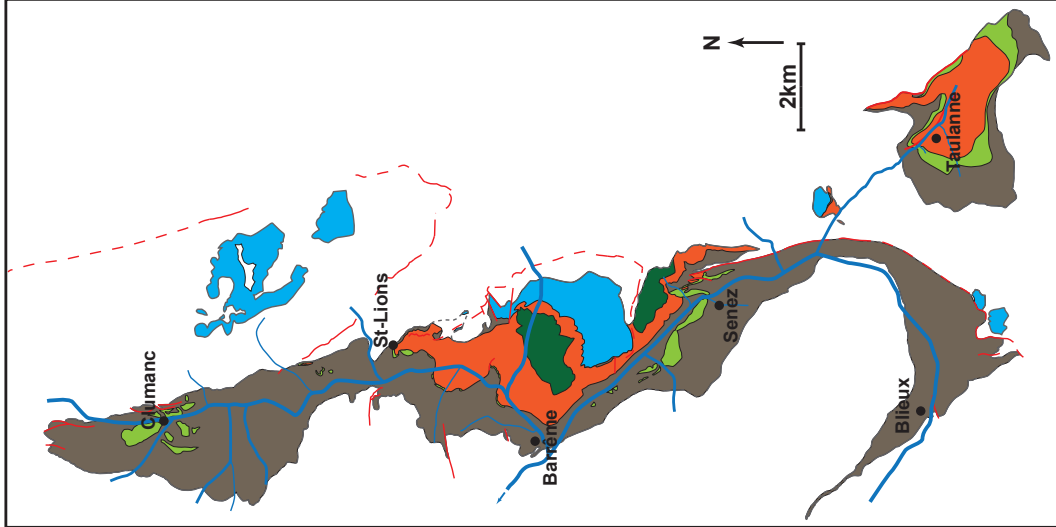
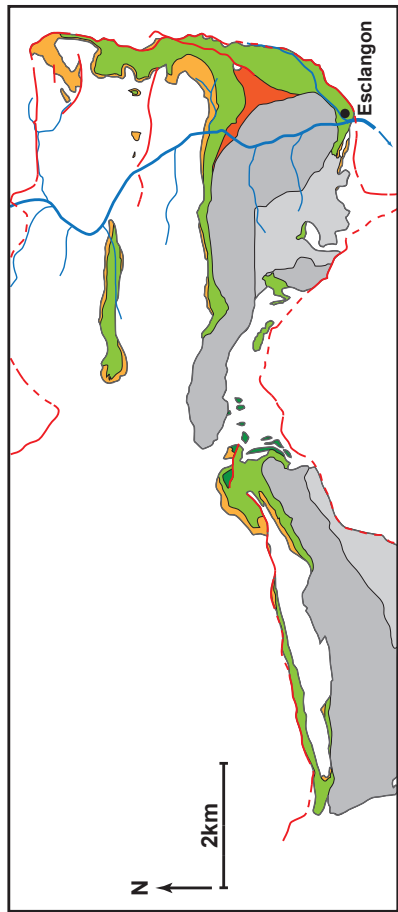
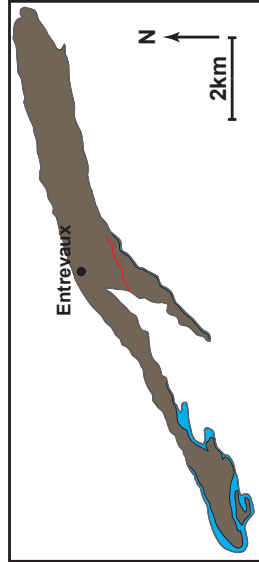
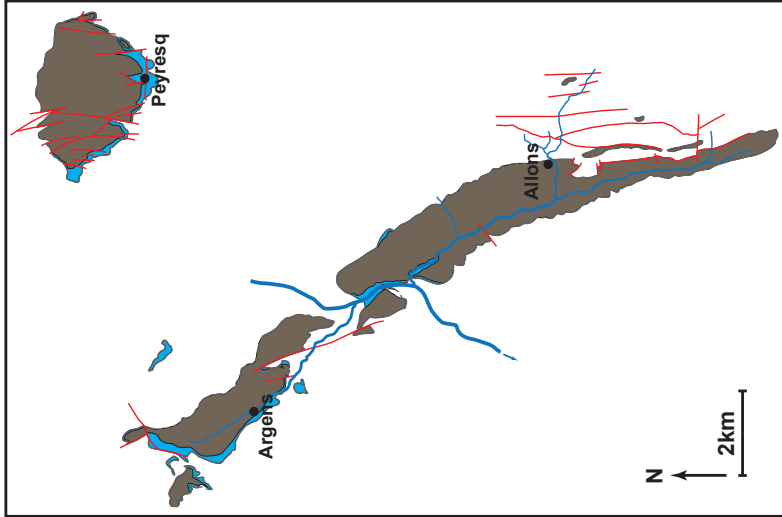
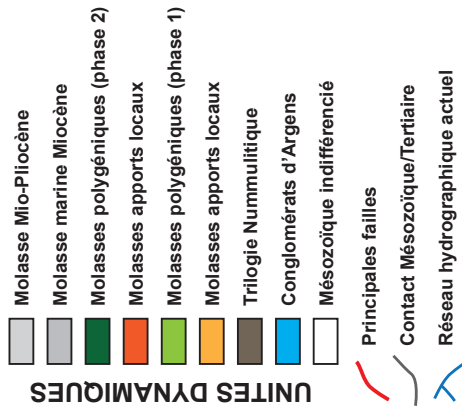
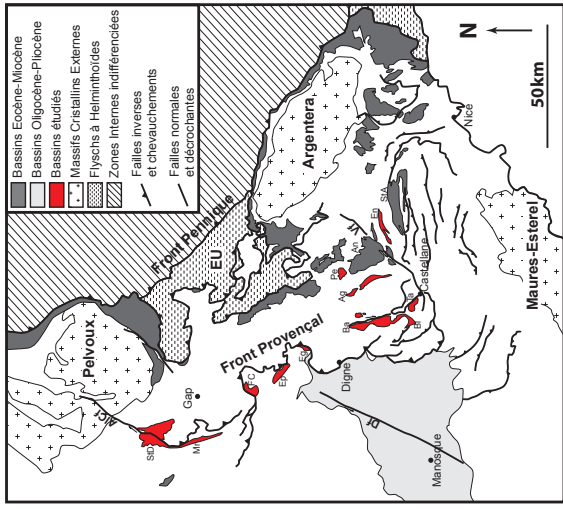
- Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Authemayou, C., Corsini, M., Formani, M., 2009. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31-34 Ma). *Terra Nova* 21, 127-136.
- Suc, J.-P., Fauquette, S., 2012. The use pollen floras as a tool to estimate palaeoaltitude of mountains: The eastern Pyrenees in the Late Neogene, a case of study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 321-322, 41-54.
- Sun, X., Wang, P., 2005. How old is the Asian monsoon system? – Palaeobotanical records from China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 222, 181-222.
- Von Eynatten, H., 2003. Petrography and chemistry of sandstones from the Swiss Molasse Basin: an archive of the Oligocene to Miocene evolution of the Central Alps. *Sedimentology* 50, 703-724.
- Whipple, K.X., Meade, B.J., 2006. Orogen response to changes in climatic and tectonic forcing. *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 218-228.



Annexes.

Annexe 1. Cartes géologiques

Cartes géologiques interprétatives simplifiées des secteurs ayant été étudiés au cours de cette thèse. Du SE au NO du bassin d'avant-pays, ces synclinaux sont : Entrevaux, Peyresq, Argens, Barrême, Blioux, Taulanne, Esclangon, Esparron-la-Bâtie, Faucon-du-Caire, Montmaur, St-Disdier. Ces cartes sont plus ou moins précises et interprétatives en fonctions des données qui ont pu être recueillies sur le terrain. Y sont superposés, le réseau hydrographique actuel, ainsi que la direction générale des courants des différentes formations.



Annexe 2. Techniques analytiques pour l'étude des inclusions fluides et des minéraux hôtes : protocoles expérimentaux

1. Spectrométrie Raman

La spectrométrie Raman permet de déterminer la composition et la concentration de certains constituants via le changement de longueur d'onde caractéristique d'un milieu matériel qui accompagne la diffusion de la lumière. La méthode est non destructrice et met en évidence la nature des différentes phases contenues dans les inclusions fluides. L'analyse est réalisée au Laboratoire de Géologie de Lyon. Elle est effectuée sur une dizaine d'inclusions fluides individuelles, sélectionnées dans au moins un échantillon de chaque lithologie. Les mesures sont effectuées avec un micro-spectromètre Raman Labram HR800 en utilisant un laser source Ar⁺ à 514,5 nm.

2. Microthermométrie des inclusions fluides dans le quartz et la calcite

Des lames épaisses des veines de quartz et/ou calcite (200 µm) sont faites au sein du Laboratoire de Géologie de Lyon. Les mesures microthermométriques sont réalisées avec une platine chauffante/réfrigérante Linkam Inc. THM 600 couplée à un microscope optique (Figure 1). La platine est calibrée avec des inclusions fluides synthétiques (H₂O pure : température de fusion de la glace = 0,0°C et température critique d'homogénéisation = 374,1°C; CO₂ pur : température de fusion = -56,6°C ; clathrate : température de fusion = 10,0°C). Les inclusions fluides sont congelées à -150°C avec de l'azote liquide. Elles sont ensuite réchauffées lentement jusqu'à 220°C. Les températures finales de fusion de la glace (T_f) et d'homogénéisation (T_h) sont déterminées respectivement avec une précision de ±0,5°C et ±1°C. La T_h correspond à la température minimum de formation de l'inclusion fluide.



Figure 1. Platine chauffante/réfrigérante Linkam Inc. THM 600 couplée à un microscope optique pour les mesures microthermométriques.

La salinité du fluide piégé est calculée à partir de la valeur de la température finale de fusion de la glace (T_f) en utilisant l'équation révisée de Bodnar (1993) pour un système $H_2O-NaCl$:

$$\% NaCl_{eq} = 0.00 + 1,78T_f - 0,0442T_f^2 + 0,000557T_f^3$$

Les isochores sont calculées à partir des valeurs des températures d'homogénéisations (T_h) en utilisant l'équation de Zhang et Frantz (1987) :

$$P = A_1 + A_2T$$

Avec

$$A_1 = 6,100.10^{-3} + (2,385.10^{-1} - a_1)T_h - (2,855.10^{-3} + a_2)T_h^2 - (a_3T_h + a_4T_h^2)m$$

$$A_2 = a_1 + a_2T_h + 9,888.10^{-6}T_h^2 + (a_3 + a_4T_h)m$$

Où P est la pression (bar); T est la température ($^{\circ}C$); m la molalité (mol/kg); a_1 , a_2 , a_3 and a_4 sont des constantes utilisées pour le système $H_2O-NaCl$

$$a_1 = 2,873.10^1; a_2 = -6,477.10^{-2}; a_3 = -2,009.10^{-1}; a_4 = 3,186.10^{-3}$$

L'intersection entre le gradient géothermique régnant au moment de la croissance des minéraux et l'isochore permet d'estimer les conditions $P-T^{\circ}$ de piégeage des fluides. Dans le cas de fluides superficiels provenant de la surface et ayant percolé dans les roches, un gradient hydrostatique à géotherme moyen de $30^{\circ}C/km$ est utilisé pour la construction des isochores.

En revanche, dans le cas de fluides d'origine métamorphique faisant intervenir des interactions eau-roches, un gradient lithostatique est utilisé.

Les pressions de piégeage obtenues à partir des isochores permettent de calculer les profondeurs auxquelles les veines ont cristallisé, suivant le principe de Pascal appliqué aux milieux rocheux :

$$Z = P / \rho g$$

Où P est la pression de piégeage (bar) ; ρ est la densité moyenne des roches de la croûte terrestre ($2,7 \text{ g/cm}^3$) ; g est la gravité (10 m/s^2) et Z est la profondeur de piégeage recherchée.

Les mesures sont tout d'abord réalisées sur des inclusions fluides déterminées comme primaires (piégées au cours de la croissance du cristal) par l'étude pétrographique préliminaire. Dans un second temps, les Tf et Th sont mesurées dans les inclusions secondaires en trails (piégées postérieurement à la croissance du cristal), afin de tester une éventuelle évolution dans les conditions de piégeage des fluides pendant et après la cristallisation initiale des veines. Les inclusions présentant clairement des textures de déformation (textures dendritiques) et des necking-down ne sont pas analysées. Afin de déterminer une éventuelle variation de la composition du fluide au cours de la cristallisation des grains, des tests sont effectués sur des inclusions fluides localisées au cœur ou en bordure des quartz et des calcites, les grains eux-mêmes localisés (centre/éponge) dans les veines.

3. Cathodoluminescence

Cette analyse se fait sur des lames minces ($50 \mu\text{m}$) au Département de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Genève (Suisse). L'observation au microscope CL8200 (Mk5, CITL) est couplée avec un faisceau d'intensité 400-450 μA et voltage 14,5 kV. L'intensité des longueurs d'ondes émet des couleurs rouge-orangées (supérieures à 580 nm) résultant de la présence spécifique d'éléments traces dans le quartz et la calcite tel que le manganèse (Figure 2). Outre la distinction claire entre quartz et calcite, cette méthode permet de préciser de manière qualitative une chronologie de cristallisation des veines, d'autant plus lorsque celles-ci présentent plusieurs phases de cimentation et donc une histoire complexe.

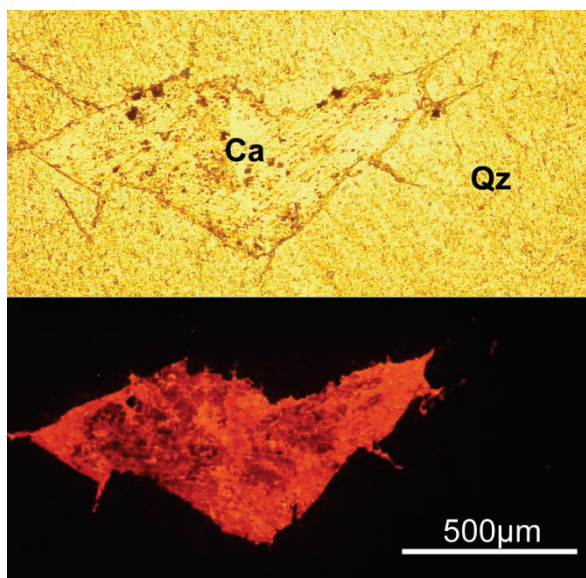


Figure 2. Photos prises au microscope optique en lumière polarisée non analysée et en cathodoluminescence. Le quartz présente des teintes caractéristiques plus foncées que la calcite relatives à des proportions plus importantes en Mn^{2+} .

Cette méthode n'est pas destructrice. En revanche, le faisceau émetteur produisant de la chaleur, la résine utilisée pour le collage des lames minces peut chauffer et brûler légèrement ce qui peut entraîner une diminution de la qualité de l'observation microscopique des inclusions. C'est pourquoi, la cathodoluminescence est réalisée après les mesures microthermométriques.

4. Analyse des isotopes stables (O, H) des inclusions fluides

La composition isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène du fluide aqueux piégé dans les inclusions fluides permet de préciser l'origine de ces fluides et de mettre en évidence des mélanges dans le cas où ces fluides sont issus de plusieurs sources. Contrairement aux autres méthodes, celle-ci est destructrice, car la récupération des fluides nécessite leur extraction soit par décrépitation des inclusions soit par broyage de l'échantillon.

Les granulats de quartz et de calcite (taille des grains d'environ 1 mm) sont obtenus à partir du broyage de veines. Les grains sont triés et lavés deux fois à l'eau dé-ionisée pour la calcite ou à l'acide chloridrique dilué puis rincés deux fois à l'eau dé-ionisée pour le quartz. Les granulats sont ensuite placés une nuit dans une étuve à 45°C pour la calcite et 110°C pour le quartz. Pour l'extraction, 1g de granulats est placé dans un tube de quartz sur une ligne d'extraction sous vide (Figure 3). Le tube est chauffé, à 100°C pour le quartz et 50°C pour la

calcite, pendant 20 min avec un four tubulaire Carbolite afin d'éliminer l'eau adsorbée à la surface des grains. Afin de séparer les fluides piégés dans les inclusions primaires de ceux piégés dans les inclusions secondaires, les échantillons sont chauffés par palier. Les tests effectués prévoient idéalement que les fluides des inclusions secondaires sont libérés entre 150 et 200°C (inclusions fluides piégées dans des fractures) et que les fluides des inclusions primaires sont libérés entre 350 et 450°C (inclusions fluides piégées au cœur des cristaux). Cependant, la température de décrépitation dépend non seulement de la pression interne du fluide dans les inclusions, mais également de la taille de celles-ci, de leur position dans le grain (cœur/bordure) et de la résistance du réseau cristallin. Cette méthode ne garantit donc pas une séparation complète des deux générations de fluides. Cependant, en dupliquant les expériences et si les résultats sont reproductibles, il est possible de savoir si les deux générations d'inclusions ont bien été séparées lors du chauffage.

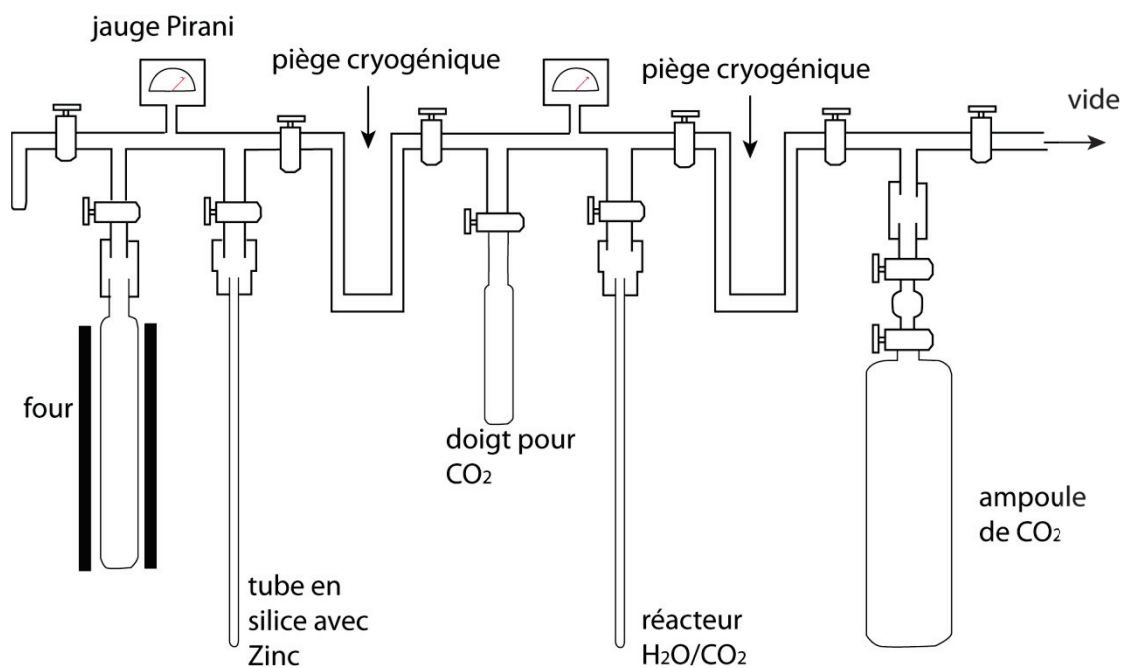
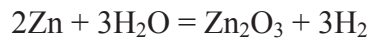


Figure 3. Schéma de la ligne d'extraction purifiée sous vide utilisée pour les analyses des rapports D/H et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de l'eau des inclusions fluides.

Extraction et analyse des fluides dans la calcite : Le granulat de calcite est chauffé pendant 1h à 150°C pour faire décrépiter les inclusions secondaires. Dans le cas où le matériel est suffisant (au moins 5 μmoles), les gaz sont piégés à l'azote liquide pendant 15 min, puis purifiés à l'alcool fondant (mélange d'azote liquide et d'éthanol) afin d'éliminer le CO₂ et de ne garder que l'H₂O pour analyser uniquement l'hydrogène suivant la méthode de Venneman

et O'Neil (1993). L'eau extraite est transférée dans un tube en quartz contenant 300 mg de zinc en fins copeaux. Le tube est soudé sous vide après purification, puis chauffé dans un four à 500°C pendant 15 min pour réduire l'H₂O en H₂ suivant la réaction suivante :



Les rapports D/H sont déterminés au spectromètre de masse calibré avec des standards internes (SMOW (eau de mer) : $\delta\text{D} = -3,5\text{‰}$; INH (eau glaciaire) : $\delta\text{D} = -114\text{‰}$; LIPE (mixte eau de mer + eau glaciaire) : $\delta\text{D} = -59\text{‰}$). La reproductibilité des mesures des rapports D/H est de $\pm 4\text{‰}$ en normalisant les données brutes par rapport au SMOW.

Le protocole est le même pour l'extraction des fluides dans les inclusions primaires avec un palier de décrépitation à 350°C.

Extraction et analyse des fluides dans le quartz : Dans ce cas, les inclusions secondaires et primaires sont extraites par décrépitation respectivement à 200°C et 500°C. Les analyses sont réalisées à la fois sur l'oxygène et l'hydrogène. Les gaz extraits sont piégés à l'azote liquide, puis séparés à l'alcool fondant pour ne conserver que l'H₂O. L'eau collectée (de 0,5 à 2,75 μL) est transférée dans un tube en quartz contenant 40 μmoles de CO₂ de composition isotopique connue. Le tube est soudé et immergé dans un bain-marie à 25°C pendant 4 jours, afin de permettre la micro-équilibration de l'oxygène du CO₂ et de l'H₂O. Les compositions isotopiques des deux fluides en contact dans le tube sont à l'équilibre après 4 jours de réaction. Après ce temps, les échantillons de CO₂ et H₂O sont séparés par cryogénie sur la ligne d'extraction sous vide. Les rapports ¹⁸O/¹⁶O sont déterminés au spectromètre de masse calibré avec un standard interne CO₂ de composition de $\delta^{13}\text{C} = -30,12\text{‰}$ (VPDB) et $\delta^{18}\text{O} = -19,5\text{‰}$ (VPDB). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de l'H₂O peuvent être calculées à partir des mesures de $\delta^{18}\text{O}$ du CO₂ en utilisant l'équation de bilan de masse de Kishima et Sakai (1980). Les précisions obtenues pour les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau déterminées par équilibration sont de $\pm 0,15\text{‰}$.

$$\delta^{18}\text{O H}_2\text{O} = \left(\delta^{18}\text{O CO}_2(\text{f}) - \delta^{18}\text{O CO}_2(\text{i}) \right) \left(2 \frac{[\text{CO}_2]}{[\text{H}_2\text{O}]} \right) + \left(1 + \frac{\delta^{18}\text{O CO}_2(\text{f})}{1000} \right) \frac{1000}{\alpha_{\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}}} - 1000$$

Avec

$$\alpha_{\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}} = 1,0412 \text{ à } T = 25^\circ\text{C} \text{ (O'Neil et Adami, 1969)}$$

$$\delta^{18}\text{O CO}_2(\text{f}) = \delta^{18}\text{O du CO}_2 \text{ équilibré avec H}_2\text{O après 4 jours}$$

$$\delta^{18}\text{O CO}_2(\text{i}) = \delta^{18}\text{O du CO}_2 \text{ avant l'équilibration avec H}_2\text{O} = -19,5\text{‰ (VPDB)}$$

[CO₂] et [H₂O] sont les quantités des deux fluides en μmoles

Après l'équilibration et la collecte du CO₂ pour l'analyse du δ¹⁸O de l'eau, l'eau est transférée puis piégée sous vide dans un tube en quartz contenant 300 mg de zinc. H₂O est réduite sous la forme H₂ dont les rapports D/H sont mesurés au spectromètre de masse.

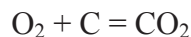
L'ensemble des extractions et des analyses isotopiques ont été réalisées au Laboratoire des isotopes Stables de l'Université de Lausanne (Suisse). Les compositions isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène de l'eau ont été mesurées à l'aide d'un Gasbench II couplé à un spectromètre de masse ThermoFinnigan Delta_{plus} XL (IRMS).

5. Analyse des isotopes stables (O, C) des minéraux hôtes (quartz et calcite)

Analyse de l'oxygène sur le quartz : Après avoir été triés à la loupe binoculaire et lavés à l'acide chlorhydrique dilué, les grains de quartz sont réduits en poudre au mortier. La pureté des minéraux est toujours supérieure à 98%. Suivant la méthode de Clayton et Mayeda (1963), le matériel silicaté est mélangé à du pentafluorure de brome dans une tube en nickel. Le tube est placé au four à 670°C pendant toute une nuit afin de permettre la libération d'oxygène selon la réaction suivante :



L'oxygène est ensuite converti en dioxyde de carbone par oxydation du graphite à chaud:



Les rapports ¹⁸O/¹⁶O du CO₂ sont déterminés au spectromètre de masse. Les valeurs de δ¹⁸O du quartz obtenues sont corrigées à partir des standards de quartz NBS28 et de granite A1113. Les précisions analytiques sont estimées à ±0,2‰.

Les valeurs de δ¹⁸O de l'H₂O à l'équilibre avec le quartz peuvent être calculées à partir des mesures de δ¹⁸O du minéral en utilisant l'équation de Zheng (1993) :

$$1000 \ln(\alpha)_{qtz} = D \left[\frac{10^6}{T^2} \right] + E \left[\frac{10^3}{T} \right] + F$$

Avec T = Température d'homogénéisation moyenne les inclusions

$$D = 4,480; E = -4,77; F = 1,71$$

La composition isotopique de l'oxygène de l'eau est ensuite calculée à partir du fractionnement isotopique entre le quartz et l'eau:

$$1000 \ln(\alpha)_{qtz-eau} = \delta^{18}\text{O}_{qtz} - \delta^{18}\text{O}_{eau}$$

Analyse du carbone et de l'oxygène sur la calcite : De même que pour le quartz, le granulats de calcite est trié, lavé à l'eau dé-ionisée et réduit en poudre. L'attaque de 10-12mg de CaCO₃ est réalisée par réaction avec de l'acide phosphorique à 50,0°C selon la réaction suivante :



Le CO₂ libéré est ensuite analysé au spectromètre de masse afin de déterminer les rapports isotopiques ¹⁸O/¹⁶O de l'oxygène (SMOW) et ¹³C/¹²C du carbone (PDB). Les précisions sur les valeurs de δ¹⁸O et δ¹³C sont respectivement de ±0,15‰ et de ±0,1‰.

Les valeurs de δ¹⁸O de l'H₂O à l'équilibre avec la calcite peuvent être calculées à partir des mesures de δ¹⁸O du minéral en utilisant l'équation de Kim et O'Neil (1997) :

$$1000 \ln(\alpha)_{cal} = E \left[\frac{10^3}{T} \right] + F$$

Avec T = Température d'homogénéisation moyenne les inclusions

$$E = 18,03 ; F = -32,42$$

La composition isotopique de l'oxygène de l'eau est ensuite calculée à partir du fractionnement isotopique entre la calcite et l'eau:

$$1000 \ln(\alpha)_{cal-eau} = \delta^{18}\text{O}_{cal} - \delta^{18}\text{O}_{eau}$$

Les protocoles ont été réalisés au Laboratoire des isotopes Stables de l'Université de Rennes (France). Les compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone du quartz et de la calcite ont été mesurées à l'aide d'un spectromètre de masse triple collecteur VG SIRA-10.

Références

- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 683-684.
- Clayton, R.N., Mayeda, T.K., 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 27, 43-52.
- Kim, S.-T., O'Neil, J.R., 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 3461-3475.

- Kishima, N., Sakai, H., 1980. Oxygen-18 and deuterium determination on a single water sample of a few milligrams. *Analytical Chemistry* 52, 356-358.
- O'Neil, J.R., Adami, L.H., 1969. Oxygen isotope partition function ratio of water and the structure of liquid water. *Journal of Physical Chemistry* 73, 1553-1558.
- Vennemann, T.W., O'Neil, J.R., 1993. A simple inexpensive method of hydrogen isotop and water analysis of minerals and rocks based on zinc reagent. *Chemical Geology* 103, 227-234.
- Zhang, Y.-G., Frantz, J.D., 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology* 64, 335-350.
- Zheng, Y.-F, 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 1079-1091.

Annexe 3. Données microthermométriques

Synthèse des mesures des températures d'homogénéisation (Th) et de fusion de la glace (Tf) obtenues au cours de l'analyse des inclusions fluides réalisés dans cette étude.

SL1a				SL1b		SL1d					
Quartz (IF1)		Calcite (IF1)		Quartz (IF1)		Calcite (IF1)				Calcite (IF2)	
Tf	Th	Tf	Th	Tf	Th	Tf	Th	Tf	Th	Tf	Th
-5,0	163,9	-3,5	146,8	-4,5	159,2	-10,1	160,4	-10,7	146,5	-4,7	166,0
-4,5	154,9	-1,6	143,2	-4,9	179,8	-10,1	154,7	-11,1	168,0	-4,5	179,0
-2,3	127,6	-1,7	153,8	-4,7	175,5	-10,0	141,9	-11,7	161,4	-4,5	140,0
-0,2	120,4	-1,6	143,5	-4,4	162,4	-3,1	183,7	-11,1	152,4	-4,6	139,4
-1,7	125,5	-4,4	141,7	0,5	164,2	-3,0	148,3	-11,5	164,2	-4,4	185,1
-3,1	138,4	-3,0	146,8	-0,1	145,0	-10,9	136,7	-10,8	155,7	-4,9	183,9
-4,6	147,7	-1,6	137,3	-4,7	153,3	-10,3	140,7	-11,5	176,8	-5,4	187,5
-3,9	140,2	-1,7	146,4	-4,8	156,6	-10,9	120,3	-11,6	161,2	-5,0	159,9
-1,8	145,9	25,6	127,5	-5,1	142,9	-2,5	157,0	-10,0	158,4	-5,6	138,5
-4,9	138,1	-2,3	138,9	-4,7	159,3	-10,1	115,5			-5,0	145,2
-3,5	141,3	0,7	107,2	-4,5	163,4	2,4	150,8			-5,1	162,7
-1,4	142,8	-3,9	151,2	-4,2	171,9	-10,6	165,4			-5,0	196,0
0,1	139,4	-5,0	160,2	-4,3	169,4	-1,8	174,6			-4,8	176,6
-5,6	153,7	-5,4	143,0	-4,7	184,5	-1,2	179,1			0,8	107,7
-5,6	137,5	-5,0	161,4	-4,6	163,7	-4,5	140,4			-6,5	139,1
-5,0	156,9	-4,8	168,3	-0,6	137,0	-7,6	104,4			-5,7	128,9
-5,3	163,4	-5,2	150,9			-10,7	124,8			-5,4	134,7
-5,6	163,4	-5,0	166,8			-11,5	130,6			-7,8	146,2
-5,4	160,6	-5,4	143,5			-9,5	135,8			-7,8	151,6
-1,4	135,0	-5,4	164,5			-2,5	169,3			-8,3	153,8
-2,4	123,0	-5,5	140,0			-4,4	175,9			-8,3	158,3
-0,8	118,9	-5,3	145,9			-9,5	129,1			-8,3	150,8
-0,3	124,3	-5,4	152,7			-8,6	156,7			-9,9	147,6
-4,5	138,5	-5,3	146,4			-7,1	134,6			-9,9	150,9
-4,6	134,3	-5,1	142,7			-9,4	160,1			-9,9	144,0
-2,9	119,6	-5,3	148,8			-9,5	129,4			-9,9	152,3
-3,6	137,7	-4,9	131,7			-2,3	136,5			-9,7	154,0
-4,8	119,5	-5,1	145,2			-4,6	167,6			-9,4	157,4
-1,5	149,7	-2,8	129,9			-2,9	132,4			-10,0	142,3
-3,9	138,7	-1,5	129,7			-11,0	176,6			-9,8	145,4
-3,3	125,5	-4,7	159,7			-0,7	110,0			-9,3	137,0
0,6	121,0	-1,0	135,3			-4,1	136,8			-5,2	133,1
-4,5	145,7	-4,8	143,7			-10,1	131,4			-5,5	187,5
-4,7	160,6	-5,1	168,9			-9,4	126,8			-5,0	138,9
-4,5	141,3	-5,4	151,3			-10,2	140,8			-5,2	178,3
-4,9	158,7	-5,4	131,4			-7,9	134,0			-6,4	160,5
-3,6	130,7	-5,4	160,2			-4,9	143,0			-5,2	164,6
-5,5	166,3	-5,6	138,0			-2,1	126,6			-4,9	143,3
-4,5	144,2	-5,6	140,0			-10,7	156,2			-4,9	176,6
-4,7	153,7	-5,5	130,0			-10,3	148,9			-5,0	150,1
-4,7	168,0	-5,7	156,7			-2,8	160,4			-9,5	134,4
-5,5	127,0	-5,4	139,4			-3,4	186,7			-9,4	120,0
-4,7	172,6	-3,9	126,5			-11,4	176,7			-9,4	131,4
-4,8	161,1	-2,9	138,5			-10,5	156,7				
-4,5	163,8	-4,5	145,9			-11,1	160,6				
-4,5	136,3	-2,3	149,4			-5,3	151,1				
-4,8	141,6	-4,7	235,7			-11,2	136,9				
-5,3	143,8	-1,2	145,7			-4,9	178,5				
-5,4	161,1	-4,1	151,6			-11,2	134,8				
-3,7	145,5	-3,3	131,5			-6,1	176,1				

SL1e				SL2b		SL2c				SL2g	
Quartz (IF1)		Calcite (IF2)		Calcite (IF1)		Quartz (IF1)		Calcite (IF1)		Quartz (IF1)	
Tf	Th	Tf	Th	Tf	Th	Tf	Th	Tf	Th	Tf	Th
-7,2	151,5	-5,2	178,9	-3,2	161,0	-4,2	189,6	-4,5	170,9	-3,6	139,2
-5,5	149,9	-4,8	167,4	-0,4	170,3	-4,7	270,8	-4,3	202,4	-2,1	145,5
-6,4	141,2	-4,5	173,6	-0,6	131,2	-2,7	148,7	-4,0	214,0	-0,2	160,5
-0,3	153,3	-4,5	163,2	-3,0	149,5	-1,4	161,7	-4,1	155,9	-3,7	168,5
-2,7	168,6	-4,8	171,8	-0,5	154,9	-2,4	150,3	-4,2	164,6	-3,5	168,5
-2,9	182,1	-4,0	148,8	-2,3	146,5	-0,3	145,0	-3,8	183,6	-1,4	152,4
-1,7	147,6	-2,5	143,1	-2,8	168,9	-4,4	154,8	-4,3	159,7	-3,4	154,3
-5,9	172,6	-3,3	150,7	-2,3	160,1	-1,7	143,5	-4,4	171,7	-3,8	164,2
-6,6	165,3	-2,6	136,6	-3,7	171,2	-1,1	151,4	0,6	146,7	-0,2	155,5
-7,2	146,0	-3,5	132,8	-4,0	197,9	-1,1	152,2			-3,7	136,7
-6,6	183,4	-4,2	128,7	-2,9	149,6	-1,1	164,0			-2,0	145,2
-5,3	180,2					-4,4	170,1			-3,7	124,4
-3,6	175,9					-4,6	155,6			-2,9	137,8
-0,5	156,0					-2,0	147,8			-3,4	159,6
-6,9	145,2					-1,4	154,8			-3,3	186,4
-5,3	193,1					-1,2	159,8			-3,2	193,1
-1,8	150,6					-4,2	160,7			-3,7	176,8
-0,5	132,4					-2,5	153,7			-3,5	181,4
-7,3	150,9					-4,3	175,0			-4,0	140,5
-0,9	132,0					-4,4	179,3			-3,7	155,6
-6,0	141,7					-4,5	161,0			-2,5	159,4
-5,1	175,8					-4,9	183,6			-3,1	118,1
-5,2	143,8					-5,0	181,2			-1,2	157,9
-5,2	149,8					-4,3	180,6			-0,8	168,9
0,6	135,7					-3,7	194,4			-2,8	168,3
-3,0	151,9					-1,2	180,7			-3,4	144,9
-3,7	175,3					-1,7	180,6			-2,5	165,1
0,0	151,8					-4,2	190,7			-2,2	167,8
-6,2	139,1					-2,5	168,7			-2,0	154,0
-7,3	152,4					0,6	143,4			-3,3	158,7
-4,6	189,0					0,9	152,7			-3,1	177,2
-5,4	170,2					-1,3	165,1			-2,4	186,5
-5,7	191,0					-4,3	165,2			-3,5	160,1
-6,5	153,9					-3,6	191,0			-2,8	182,8
-5,4	161,4					-3,6	143,8			-3,2	201,6
-6,2	150,8					0,1	169,9			-3,2	202,2
-8,2	197,1					9,3	149,4			-3,3	145,6
-6,1	130,3					-2,2	163,4			4,9	160,9
-7,7	143,6					-2,9	168,1			-3,0	139,8
-7,5	128,5					-3,2	153,1			-3,2	143,1
-9,3	137,3					-3,4	181,3			-3,8	158,3
-8,2	131,9					-4,3	198,0			-3,1	164,4
-6,6	144,2					-4,3	194,5			-0,9	174,6
-6,9	129,8					-4,6	186,4			-3,7	158,1
						-4,4	171,3			-1,7	166,2
						-4,8	181,4			-3,2	133,1
						-3,9	192,3			-0,3	161,4
						-3,0	197,7			-2,8	146,9
						0,6	169,9			-2,1	148,5
						-4,3	194,5			-3,5	151,5
										-3,3	161,0

SL2h		SL2i				SL3b		SL5a			
Calcite (IF2)		Quartz (IF1)		Quartz (IF2)		Calcite (IF2)		Quartz (IF1)		Calcite (IF1)	
Tf	Th	Tf	Th	Tf	Th	Tf	Th	Tf	Th	Tf	Th
-3,8	192,1	-0,6	153,3	-5,2	152,9	-0,2	135,5	-3,0	173,4	-2,7	197,3
-4,3	206,8	-1,7	136,4	-6,9	130,7	-4,9	128,5	-3,0	169,1	-0,2	137,2
-2,0	152,4	-1,3	132,4	1,6	118,1	-2,3	156,4	-2,9	177,1	-0,1	165,6
-2,8	140,5	-1,6	158,5	1,5	147,7	-5,3	171,1	-3,1	189,6	-0,7	129,2
-3,5	149,3	-4,3	167,3	-6,4	150,1	-2,8	227,5	-3,2	200,9	0,5	135,1
-2,2	139,8	0,1	144,4	-5,9	171,2	-6,6	157,0	-3,3	171,8	-0,3	146,9
-2,6	158,6	-3,9	149,7	-2,4	145,0	-2,7	156,8	-2,8	185,6	2,9	167,1
-6,0	196,4	-1,5	141,5	-1,2	136,2	-2,8	184,9	-3,1	153,5	-0,5	194,6
0,8	183,9	-3,7	158,4	-6,8	176,4	-4,1	186,9	-3,0	157,2	-3,9	178,2
-1,6	163,7	-3,2	154,7	-3,8	147,7	-5,4	139,8	-2,8	201,6	-3,3	157,4
-1,2	140,7	-4,2	163,4	-3,2	142,1	-5,3	144,2	-3,4	154,6	-1,1	173,5
-1,6	169,6	0,9	144,2	-6,7	161,6			-1,3	201,3	-0,1	147,5
-1,9	134,0	-0,3	137,5	-4,1	171,9			-3,3	157,3	-1,3	153,0
-4,2	143,1	-7,1	163,0	-0,1	145,1			-3,0	132,1	0,3	182,3
-4,1	171,1	-3,7	164,7	0,1	139,6			-2,0	152,5	-3,5	135,3
-3,5	161,4	-5,3	157,7	-7,2	166,0			-2,9	150,9	-2,9	180,7
-1,6	168,9	-3,1	131,2	-7,1	159,5			-1,4	169,7	-0,5	133,6
-1,0	175,7	-6,5	170,0	-5,9	152,4			-3,9	152,4	0,2	129,2
-6,0	188,8	-4,0	170,1	-3,5	158,7			-3,4	158,2	-4,9	199,1
-5,9	205,5	-5,4	172,5	-2,0	138,6			-3,3	231,5	-4,1	147,9
-0,1	152,4	-6,3	171,7	-6,9	174,2			-3,5	154,8	-2,5	173,3
-0,6	170,0	-2,2	154,3	-6,1	178,0			-3,3	178,0	-3,1	199,2
-2,9	178,9	-5,7	193,1	-6,5	181,2			-3,4	161,5	-0,9	141,0
-0,7	158,6	-5,8	163,5	-6,8	161,4			-2,8	208,5	-3,2	156,0
-4,8	134,1	-2,1	154,9	-7,0	164,9			-3,5	176,2	-1,5	145,2
-4,8	201,8	-1,8	144,4	-3,2	158,7			-3,4	214,4	-0,6	134,6
-5,1	187,3	-1,6	154,7	-7,0	162,9			-3,7	186,5	3,5	165,7
-5,3	185,1	-4,8	152,1	-0,7	131,7			-3,0	141,6	2,5	178,8
-1,0	162,2	-5,5	187,2	-1,7	158,8			-2,6	147,7	0,4	141,9
-1,0	172,9	-1,1	150,7	-2,5	144,2			-1,6	149,6	-1,4	134,0
-2,0	142,2	-5,0	169,7	-3,5	174,9			-3,4	181,8	3,8	158,2
1,5	148,2	-2,2	166,7	-3,4	151,1			-2,8	195,8	2,7	154,2
-1,5	181,2	-5,7	168,0	-3,7	164,9			-3,5	178,5	-0,8	135,9
-4,9	132,0							-3,2	217,2	-4,4	206,6
-0,5	200,9							-3,3	169,2	-2,4	135,0
-0,9	159,8							-3,3	157,1	-2,0	151,1
-5,1	144,0							-2,9	183,2	-1,7	208,2
-2,5	174,1							-3,7	163,7	-3,0	211,8
-2,1	163,5							-3,2	202,3	-1,9	199,2
-2,6	194,5							-3,6	176,8	-2,3	157,0
-5,0	201,6							-3,6	210,7	-1,2	176,7
-3,8	184,7							-3,4	136,2	-0,1	143,9
-1,8	175,0							-2,9	162,8	-1,9	177,1
-3,0	145,9							-3,8	177,8	-2,1	156,9
-4,1	200,9							-3,3	190,0	-1,7	170,9
-4,6	208,3							-3,3	185,5	-0,8	140,5
-1,8	208,4							-3,3	215,1	-4,0	157,1
-4,1	146,8							-3,3	196,1	-2,1	155,4
-4,0	187,9							-3,5	208,2	-1,9	163,1
-3,9	156,8							-3,4	211,3	-2,1	170,3