



HAL
open science

**Du confinement morphologique sur la sédimentation
détritique Sur le contrôle architectural et physiographique de
la distribution et des propriétés des corps sédimentaires
réservoirs**

Olivier Parize

► **To cite this version:**

Olivier Parize. Du confinement morphologique sur la sédimentation détritique Sur le contrôle architectural et physiographique de la distribution et des propriétés des corps sédimentaires réservoirs. Minéralogie. Université Rennes 1, 2008. <tel-00537724>

HAL Id: tel-00537724

<https://theses.hal.science/tel-00537724v1>

Submitted on 19 Nov 2010

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.



HAL Authorization

Université Rennes 1
Géosciences Rennes

Travaux et activités scientifiques présentés pour l'obtention du diplôme de

L'Habilitation à Diriger des Recherches

**Du confinement morphologique
sur la sédimentation détritique**

**Sur le contrôle architectural et physiographique
de la distribution et des propriétés
des corps sédimentaires réservoirs**

par Olivier Parize

Ingénieur de recherche ARMINES
à l'Ecole nationale supérieure des Mines de Paris,
Enseignant-chercheur au centre de Géosciences,

Depuis le 1^{er} septembre 2007,
Chef de service Sédimentologie
AREVA NC,

Le 22 février 2008

à l'Ecole des Mines de Paris, 60 boulevard Saint Michel, Paris 5ème

devant le jury composé de

Raymonde André-Jéhan, Ingénieur
Bernard Beaudoin, Professeur
Jean-Claude Chermette, Ingénieur
Robert Dalrymple, Professeur, Rapporteur
Jean Dercourt, Professeur
Gérard Friès, Docteur ès Sciences
François Guillocheau, Professeur, Rapporteur
Henry Posamentier, Docteur, Rapporteur

*Pour cette synthèse, l'auteur a bénéficié
d'un financement CARNOT par l'ANR.*

*Ce mémoire a fait l'objet d'une relecture attentive de
B. Beaudoin, D. Besson, G. Degoutte, V. Delhay-Prat, G. Friès, J.-Y. Reynaud, J.-L. Rubino,
a bénéficié du savoir faire de
G. Barbier, Y. Bodeur, M. Dlachasse
et sa réalisation technique facilitée par
M. Berger, D. Cave, P. Le Caër.
Qu'ils en soient remerciés.*

*Ce mémoire, des années l'y préparant à son récent achèvement doit surtout à
G. et L. Parize, C.-R. Garcia-Alzate, A.-M. et B. Parize.
Je mesure tous leurs sacrifices et leur dois une indéfectible reconnaissance.*

« Les sciences ne sont pas comme pas Minerve, qui sortit tout armée du cerveau de Jupiter ; elles sont filles du temps, et se forment insensiblement, d'abord par la collection des méthodes indiquées par l'expérience, et plus tard par la découverte des principes qui se déduisent de la combinaison de ces méthodes...

Toutes ces sciences, cultivées pendant un nombre infini de générations, feront des progrès d'autant plus sûrs que l'imprimerie les affranchit du danger de reculer » (Brillat-Savarin, « Physiologie du goût », Méditation III, de la Gastronomie ; 1850, réédition 1982 : p. 60).

« Ces gens-là étaient des Gens Bien. De la solide bourgeoisie, rentée, décorée, diplômée. Des Inspecteurs et des Sous-Inspecteurs, des Directeurs et des Sous-Directeurs. Ils avaient du poids, du ventre, des principes. Des belles manières. Des propos choisis. Cette noble assurance des gens à l'aise, à l'aise dans leurs habits, dans leur peau, dans leur vie. Une occupait ce qui s'appelle une grosse situation dans l'alimentation. Peignade est quelque chose à la Cour des Comptes. Faucheret est agrégé de l'Université. Tronc est magistrat. A présent, Tronc ramasse les mégots sur le plancher de la baraque. Il a un coup d'oeil infallible pour les découvrir et une merveilleuse promptitude à s'en emparer. Peignade, Faucheret et les autres vont fouiller les détritibus de cuisine. En grattant bien on arrive à tirer des épluchures des choses bonnes à manger qu'on cuit ensuite dans une vieille boîte, avec de l'eau et cette graisse qui sent le caoutchouc. Quand on est pauvre, il ne faut pas être difficile. L'orgueil, la dignité, c'est un luxe de gens heureux. Nous, on est des pauvres, et moins que des pauvres. Des espèces de clochards. Des types pareils à ces chômeurs qui rodent le long des boutiques, dans les villes, sans goût à rien, résignés, abjects – ces hommes bien désagrégés, bien finis, qui s'en vont les mains dans les poches, vers là ou vers ailleurs ; ils suçotent leur bout de cigarette et ils n'en demandent pas davantage. Nous sommes ces hommes sans fierté. A partir d'un certain degré de dénuement, on renonce à s'y reconnaître dans le bien et le mal. Défendu, permis, cela ne signifie plus rien. Mots d'une autre langue et d'un autre monde. A la lumière de la misère tout change d'aspect. On voit les choses autrement. Tronc, quand il était magistrat, il devait se dire constamment qu'il était magistrat. Ça lui donnait un beau visage serré de magistrat, une belle démarche mesurée, une belle moralité de magistrat. Même aux cabinets, il devait chier en magistrat, lentement, cérémonieusement. Mais maintenant, il n'est plus rien qu'un sac à merde comme les autres qui va se vider avec les autres. Alors il peut bien ramasser les mégots et fouiller les poubelles. Il s'en fout. C'est sans importance. Rien ne compte plus pour un homme qui ne compte pas (Hyvernaud, « la peau et les os », 1985, p. 72-74).

« Il me paraît que le monde n'a de sens que dans le respect de pluralisme et que son sort se joue à tous les niveaux pour ou contre cette définition » (Lebesque, « Comment peut-on être breton. Essai sur la démocratie française », 1970, p. 232).

« Dites-moi si le monde est gardé » (Glenmor « Le récit bardique » in « Princes entendez bien », 1967).

Résumé

Ce mémoire porte sur l'ensemble de l'activité de recherche que j'ai menée à l'Ecole des Mines de Paris depuis 1993, après quatre années consacrées à la géologie de réservoir pour le compte de Gaz de France au sein de l'Institut français du Pétrole¹. Tout au long de cette quinzaine d'années, l'influence du confinement physiographique sur la sédimentologie et la stratigraphie des dépôts qu'ils soient continentaux, littoraux ou profonds est resté le fil conducteur de mes travaux. Ce mémoire comprend deux parties : le mémoire lui-même et la notice de titres et travaux.

Menant de concert une activité contractuelle d'études et d'expertises et l'animation de formations permanentes ou académiques, j'ai été très souvent confronté à l'obligation de rappeler les définitions des concepts, des termes usuels en stratigraphie séquentielle et en sédimentologie tant leurs connotations et leurs usages pouvaient être différents. Le mémoire reflète donc mon souci de communiquer sans recours à un « jargon » et de rappeler la méthode d'analyse qui s'en déduit naturellement. Il est composé de trois chapitres en insistant sur la portée méthodologique de mes travaux. Le premier concerne la démarche analytique. Le second en présentent des cas d'application et de validation issus de mon expérience sur les systèmes confinés. Le troisième porte sur des développements et des perspectives.

Le premier chapitre insiste sur l'intérêt d'un lexique, sur les controverses qui ont animé notre discipline et leurs enseignements qui l'ont enrichie en éléments pour une analyse intégrée des bassins sédimentaires. L'établissement de ce lexique m'a conduit à une lecture critique des articles et mémoires traitant de la stratigraphie séquentielle sous l'éclairage de mon expérience de terrain et de remettre au goût du jour les concepts de géomorphologie élaborés par nos grands anciens tout au long du 19^{ème} siècle. Dans ce chapitre j'insiste sur la juste exigence de combiner analyse bibliographique raisonnée et savoir faire technique.

Le deuxième chapitre montre la puissance stratigraphique de l'outil sédimentologie de faciès pour la caractérisation des réservoirs sédimentaires d'hydrocarbures, de gaz, d'eau ou de substance minérale. Un des messages rémanents est qu'avant d'envisager le développement d'une géologie quantitative et la création de méthodes numériques et de logiciels, il faut s'assurer du sens géologique des connaissances utilisées. Pour s'en rapprocher, mon activité a été marquée par l'instauration d'une pluridisciplinarité effective et efficace sur laquelle j'insisterai durant tout le mémoire.

Le troisième chapitre présente les perspectives des travaux futurs concernant les actions de recherche et de développement qui pourraient être entreprises et celles que je souhaiterai initier concernant l'évolution de la sédimentologie à des fins de stratigraphie et comme porte d'entrée à la compréhension d'un bassin sédimentaire. Après une période de croissance qui s'est accompagnée d'un foisonnement des idées et du développement d'une terminologie propre qui ont forcément abouti à des guerres de pratique, je plaide pour le renouveau de la sédimentologie de faciès et d'une stratigraphie séquentielle en phase avec la géomorphologie. Je suis désormais sédimentologue pour une compagnie minière, les développements présentés sont bien évidemment opérationnels.

Enfin, sont présentés un bilan, la bibliographie et la notice de titres et travaux.

¹ Ce résumé est d'inspiration Ravenne (2001) : comme géophysicien il reste l'un des contributeurs de la stratigraphie sismique en France, comme ingénieur & chercheur le seul exemple à ce jour d'une HDR d'inspiration opérationnelle et il m'en communiqua le fichier source !

Physiography and clastic sedimentation. Some examples and perspectives.

Abridged English version²

Introduction

The oil and gas industry has been one of the main end-user of sedimentological models ; its demand has evolved towards finer scales of analysis in order to develop new fields, to drill horizontal and vertical wells with a more narrow spacing, to characterize in static and dynamic different reservoirs for history matching and 4D monitoring purposes.

Other subsurface industries are more and more often using these technologies leading to new ways of working: oil and gas producers go back to classical mining approaches (to exploit the Athabasca tar sands and mining industries exploit their ore bodies like oil and gas companies!

However these improvements have not lead to a global validation at subsurface and outcrop scale of the sedimentological models through observations and analysis of present day depositional systems.

This separation between different disciplines is mainly due to the different tools needed for the studies. This barrier has to be destroyed in the perspective of a better integration of the tools and the approaches to improve our knowledge and understanding of these geological systems.

This research project is in continuity with my professional work and after 20 years of activity, and formalises my approach of the analysis of sedimentary bodies and their heterogeneities at all scales. It aims at providing appropriate answers in the teaching, research as well as industrial domains by integrating different analytical tools such as, on one hand, sedimentology, stratigraphy, geomorphology, palaeontology that are relying on outcrop data and on the other hand on subsurface data like electrical loggings, geophysics (refraction and reflexion), production data, etc., and finally benefiting from cross-fertilization between these two domains. This approach is the results of two main goals: (i) recognize, rebuild and hierarchize surfaces and envelopes at all scales; (ii) populate volumes with facies in order to give them a stratigraphical and dynamical signification as we (P. Imbert, J.-L. Rubino and myself) have understood the necessity in the early 80's. Hence the 3D topographic geometry of geological bodies, or their physiography, became the heart of this approach.

The analysis of incised valleys, rias, submarine channels and canyons infill has been used to highlight this approach. The geometry and internal architecture of sedimentary bodies has been characterized at all scales in order to better define their stratigraphical and geographical distribution, while insisting on the role played by the morphological of the sedimentary area, *i.e.* its influence – from the entire basin till the individual channel – on the internal organization of the sediment. The understanding of the changes at different scales (from the centimetre-thick laminae or the thin section with the petrographic aspects, till kilometre-wide geometries) have to be facilitated with the integration of physiographical origins.

² Special thanks to G. Friès.

I – The analytical approach

The analytical approach presented here after is meant to be multi-disciplinary and integrated by combining facies identification, several stratigraphical scales, depositional sequences analysis and identification and the mapping of individual sedimentary successions. Under its current form, it derives from past and present discussions with †G. Allen, B. Beaudoin, D. Besson, Y. Callec, J.-M. Champanhet, P. Crumeyrolle, P. Dattilo, G. Degoutte, V. Delhaye-Prat, B. Didier, H. Feniès, J.-N. Ferry, N. Fiet, F. Guillocheau, P. Houël and M. Sébrier and is also the result of 25 years of friendly collaboration with G. Friès, P. Imbert and J.-L. Rubino.

A – A mixed early training

B – A professional activity open to the industry

My first studies at the Ecole des Mines de Paris have been contracted by research institutes or industrial companies. They have progressively evolved following the requests of the industrial sector into the two fields of expertise that I have developed through time: (i) confined turbiditic sedimentation and (ii) geometry and infill of incised palaeovalleys.

Part of this contracted activity has been dedicated to know-how transfer through seminars and professional training for my industrial partners.

C – The strength of bibliography in research activity

The key-role played in this work by an appropriate bibliography will appear clearly along the different paragraphs: bibliography represents on one hand its fundamental database and on the other hand the part already available and not to be remade.

D – Teaching and training serving research activity

Whilst doing all these studies, and following the tradition at the Ecole des Mines de Paris, I have been largely implicated in the teaching of geology then in the training of our PhD students.

To communicate, to publish, to affirm its own position are essential acts that are learned step by step, some being more difficult than others. All these elements, organized and hierarchized, represent the heart of the present approach which will be presented in details at the end of the first part of this document. But to start with, it is necessary to introduce a general lexicon in order to make a general synthesis that aims at clarifying the debate around a dense forest of geological terms.

I. 1 – On the interest of a lexicon

« Il suffit d'ouvrir quelques livres de géologie pour s'apercevoir que les mots sol, roche, dépôt, formation et terrain, reproduits à chaque page, ne reçoivent pas constamment la même acception, et que chacun de ces mots est très diversement employé non seulement par les différents auteurs, mais aussi par le même géologue » (Prévost, 1839, p. 340).

The integration of all disciplines in Geosciences is now largely advertised and even more often followed by words from one discipline used by another to enlarge its own vocabulary.

« *The introduction of entirely new « jargon » when old terminology is sufficient, with minor adaptation, is clearly not desirable* » (Posamentier & Allen, 1999, p. 185).

I. 1. 1 – On the sedimentary bed and its piling-up

The sedimentary beds, their piling-up and the chronology of their successions

« *Nicolai Stenonis de solido intra solidum naturaliter contento dissertationis prodromus* » is published in 1669 in Florence (Italy) by Stenon. We have inherited from this « *prodrome d'une dissertation sur le solide contenu naturellement à l'intérieur d'un solide* » the notions of fossils, strata, sediments, unconformities, palaeogeographical or palaeomorphological reconstitutions, etc (cf. **Annexe 5**). It also contains the definition of the three fundamental principles of classical stratigraphy:

- The principle of continuity
- The principle of superposition
- The principle of horizontality

The bed as the elementary unit

The bed is the result of a period of sedimentation and corresponds hence to a genetical unit: it is therefore the elementary lithostratigraphical entity (Otto, 1938). **Beds are always separated by discontinuities**

The bed is characterized by its facies.

Transgression and regression, an « old » evidence

The beds and their succession well established, the next step was the identification of an organization within this piling up of beds and the proposition of a genetical model for the corresponding sedimentary cycle. This task was accomplished by Lavoisier (1789). The « *mouvements of the sea* », the « *shoreline displacements* », the « *oscillations of the sea level* » are among the first preoccupations of sedimentary geologists and these concepts are the basis of **Palaeogeography**. The words of **transgression** and **regression** are used to indicate the landward or the seaward displacement of the shoreline (**Fig. 5**).

« *Regression and transgression merely describe the seaward and landward migration direction of the shoreline, respectively, and have no connotation regarding internal architecture. When sedimentation in the form of shoreface or deltaic accretion or outbuilding accompanies regression, then progradation is said to occur. Note that the terms regression and progradation are not synonymous: regression describes the migration direction of the shoreline, and progradation describes the internal architecture of the stratigraphic unit. Regression can occur without progradation (during period of forced regression), although progradation cannot occur without regression*» (Posamentier & Allen, 1999, p. 186).

This notion is therefore totally different from the concepts of progradation and retrogradation that defines a sedimentary architecture.

The notion of facies after Prévost (1827, 1839), Gressly (1838), Walther (1894)

« Après avoir étudié, au moyen d'expérience et d'observations, les différentes circonstances sous lesquelles des dépôts peuvent être formés par les eaux, j'ai reconnu que la plupart de ces circonstances impriment aux produits formés sous leur influence des modifications distinctes et constantes, et que par conséquent on peut espérer de rencontrer dans chacune des couches dont se composent les sédiments, des caractères saillants propres à révéler non seulement l'origine, mais les accidents particuliers de la formation de chaque couche » (Prévost, 1827, p. 94 ; cf. **Annexe 2**).

Prévost is probably the first person which has analyzed the sediments by involving the process that took place during their deposition within a setting affected by sea-level variation (1827). Following its precursors – Sténon? , Lavoisier – and its inventors – Prévost ou Gressly – **the notion of facies cannot be separated from the associated notion of vertical/horizontal succession.**

The rules of erosion, transport and sedimentation sensu Surell (1841)

« La courbe du lit sera asymptotique, car pour que la pente devînt nulle, il faudrait que la résistance devînt nulle, ou le volume infini, ce qui ne se peut » (Fabre, 1797, p. 79 ; cf. Baulig, 1950, p. 52).

« La pente diminuera en aval du confluent de deux rivières... la pente d'une rivière augmentera à l'issue du confluent d'un torrent » (Ibid., p. 124 ; cf. Dausse).

« Lorsque le lit se prolonge dans la mer, le fond en amont doit s'exhausser » (Ibid., p. 117 ; cf. *infra* : Elie de Beaumont, 1845).

Inspired by Fabre's work (1797; **Annexe 1**), Surell (**1841; Annexe 3**) **is the first** to (i) introduce hydrodynamism in sedimentology, (ii) describe fluvial systems as integrated geomorphological systems and (iii) formalise at all scale of observation their functioning from upstream to downstream (**Fig. 11**). **The principles derived from his work, represents the modern basis of sedimentology and geomorphology.** Still up-to-date they are at the origin of all more recent works and represent most of the « key « first principles » relevant to sequence stratigraphy » (**Fig. 12**) for Posamentier & Allen (1999, p. 1, table 1.1).

The organization of strata and facies after Fayol (1881, 1886) and Walther (1894)

« Ces divers faits, qui paraissent singuliers et que l'on ne peut expliquer d'une manière plausible par la théorie régnante de « l'horizontalité primitive des dépôts avec affaissements successifs du sol », paraissent naturels, au contraire, et s'expliquent facilement si l'on admet que tous les matériaux qui constituent le terrain houiller de Commeny ont été charriés par les eaux et déposés dans un lac profond pendant une période géologique tranquille » (Fayol, 1881a, p. 1175).

« Dans l'eau dormante, les sédiments forment un delta qui se compose de deux parties : l'une extérieure, déposée par le cours d'eau sur son lit ou sur

ces rives, hors du bassin ; l'autre, immergée. La partie extérieure, qu'on peut appeler fluviatile s'épaissit par couches à peu près horizontales et s'étend à mesure que progresse le delta. Quant à la partie immergée, qui est généralement de beaucoup la plus importante, voici comment elle se constitue :

Arrivés au bord du bassin, les éléments denses et grossiers tombent les uns sur les autres en prenant une forte inclinaison, qui peut s'élever jusqu'à 40° ; les éléments plus ténus ou plus légers vont plus loin avec une pente de plus en plus faible. A mesure que l'on s'éloigne de l'embouchure du cours d'eau, le dépôt est moins incliné et les éléments grossiers font place aux sables plus fins, puis à l'argile et aux végétaux » (Fayol, 1881b, p. 1297).

The organization of strata and facies after Fayol (1881, 1886: **Fig. 14**) and Walther (1894) correspond to a crucial step in the debate between **static stratigraphers** *i.e.* « pilers », like Elie de Beaumont, and **dynamical stratigraphers** *i.e.* sedimentologists. **The vertical succession of facies is at the origin of the concept of sequence sensu Lombard (1956).**

I. 1. 2 – Sequence stratigraphy: the alliance of facies (outcrop) and seismic data

Without any doubt sequence stratigraphy, as we practice it nowadays, comes from Lavoisier (1789: *cf.* **Fig. 4**) : facies, facies successions and slow movements of the sea.

Fieldwork: from lithostratigraphy to facies stratigraphy

In the field, rhythms, cycles and sedimentary sequences, *sensu* “sequences of objects” are recognized (*e.g.* Lavoisier, 1789). Lombard (1956) is the first to make a formal theory from these notions: lithological sequence, fundamental sequences, rhythmical series, cyclical succession, virtual serie, rhythmical sequence and recurrence.

From sequare to secare

A sequence is defined between two sequence boundaries *i.e.* two unconformities. More than facies associations, successions or facies successions are keys to recognize these sequences (*e.g.* Beudoin *et al.*, 1970; Delfaud *et al.*, 1975; Beudoin, 1977...).

Seismic: an exploration tool for the oil and gas industry

« A depositional sequence is a stratigraphic unit composed of relatively conformable succession of genetically related strata and bounded at its top and base by unconformities or their correlative conformities » (Mitchum *et al.*, 1977, p. 53 and fig. 1).

« It is composed of a succession of systems tracts and is interpreted to be deposited between eustatic-fall inflection points » (Posamentier & Vail, 1988, p. 125).

Change of scale: from facies to basin and vice versa

The transfer of the main concepts of seismic stratigraphy *sensu* Payton *et al.* (1977) to field work is made through facies sedimentology and results in **facies stratigraphy**.

I. 1. 3 – On physiography and morphology

« La typologie ne doit pas faire intervenir des considérations dynamiques, parce que les « forces », les « poussées », les « énergies », etc., ne peuvent pas être observées par les méthodes géologiques » (Wegmann, 1951, p. 60).

The energy of the shore face

Shore face marine deposits are classified in three categories (**Fig. 21**) depending on the dominant influence: tidal or from the tide (lunar cyclicity), waves and fluvial influence (climate: wind and rainfall).

Delta, estuary, « incised » valley

Estuary that corresponds to the flooding areas of incised valley and delta that record fluvial alluvioning are the signature of the river adjustment to its marine (or lacustrine) base level (Fig. 24). Deltas are building up and estuaries are infilled.

Elie de Beaumont (1843, 1845) observe that **the river delta « a fait reculer la mer par ses alluvions, et il a allongé son lit en même temps qu'il l'élevait » (Fig. 26)**. Fluvial aggradation that builds up the foothills or the continental prism is genetically linked the progradation of the delta. Hence a regression *sensu lato* correspond to a centrifuge period of sedimentation : marine progradation and continental retrogradation.

A few words of Brière and ligerian epistemologies:

« Combien nous aimerions connaître les vallons, les rivières, de l'ancien sol briéron : ils s'inclinent jusqu'à 20 m de profondeur sous les alluvions. Seule la sonde nous en donne quelques trop rares échos. Les îles qui forment nos villages, des monticules comme l'île Ollivaud, comme Errand, comme la butte aux pierres, en sont les seuls points bien connus. Le relief primitif est ennoyé et la cuvette est à moitié pleine...

Le niveau marin a donc subi des variations considérables... On connaît les causes des variations du niveau de la mer. L'écorce terrestre se déforme, plisse des montagnes, creuse des fosses et par contre-coup l'océan à certaines périodes monte et descend. Mais c'est surtout la formation d'immenses calottes glaciaires sur les continents qui, à la dernière période, où nous sommes, au quaternaire (environ un million d'années) a causé des variations considérables dans la hauteur des eaux marines...

Pareille baisse du niveau marin entraîne le creusement des rivières qui essaient en s'enfonçant de rattraper le niveau de base.

En conduisant le creusement du bassin de Penhouët en 1874-75, l'ingénieur René Kerviler a retrouvé, par sondages profonds, l'ancien lit du Brivet, au pied du dolmen à Saint-Nazaire, à l'emplacement de la Ville Halluard et guides... Il coulait dans une gorge rocheuse, jusqu'à 27 m de profondeur. Le profil transverse est celui d'une rivière vigoureuse et jeune (Kerviler, 1877) » (Vince, 1958, p. 19-22).

The measurements made or ordered by Kerviler (1877) correspond probably to **the first description of an incised valley (Fig. 28)**. Kerviler is also one of the first scientists which has tried to approach time evaluation by combining cyclostratigraphy and absolute referential.

We will retain this definition of an incised valley. Vince (1958, 1978) is on one hand in the continuity of the precursors that have recognized Armor submersed valleys, hence giving credit to the oral tradition, and on the other hand he help reviving those from the early 19th century through the mapping of their sedimentary infill

An incised valley corresponds to a river which is eroding first its own bed and then the substratum in order to adjust its bed curve *sensu* Surell (1841), i.e. its equilibrium profile, to a base level drop - sea or lake : e.g. Lemoine (1911, p. 301), Depéret (1912, p. 780), Vince (1958 ; 1978, p. 22). Such a configuration is the most frequent one. In fact Summerfield (1985) has demonstrated that the response of the river to a base level drop depends on the physiography of the emersed part of the continental margin (Fig. 30).

Three different cases have to be considered:

- An erosional phase if the slope gradient is higher that the equilibrium profile of the river; this is the most classical situation.
- The *status quo* when the slopes are similar.
- An aggradational phase in order to compensate a higher gradient.

G. Allen gives to the notion of **estuary** its present meaning:

« Estuaries results from the drowning of river valleys during periods of rapid sea level rise, and their stratigraphic organisation reflects successive episodes of transgressions and regression during periods of more or less rapid relative sea level rise. As illustrated in the Gironde, estuarine sediment are furnished by two sources; transgressive sediments composed of marine sand introduced into the inlet, and a regressive source comprising the sediments introduced by the river » (Allen, 1991, p. 37-38).

And do not forget Fayol (1881a, b, c, 1886), the first to propose an integrated approach of sedimentology and stratigraphy delta based on industrial data and R&D.

Bay line and coastal line

The integration of the facies in the stratigraphical approach represents a decisive step. It is associated with the final distinction between the bay line and the coastal line.

The coastal line faces the offshore, and is controlled by the tidal dynamics *sensu lato*; the bay line is confined and not open. Such a distinction leads to another one: the alluvial plain *versus* the coastal plain. **The alluvial plain is located upstream of the bay line; the coastal plain is located between the bay line and the coastal line.** The fluvial systems adjust the bed curve to the bay line.

The different fluvial styles

The development of the foothills

I. 1. 4 – About accommodation

Available space for sedimentation

« An assessment of probable reservoir facies and sand continuity patterns is one of the important objectives of predevelopment basin studies. These depositional reservoir properties determine, to a large degree, the production potential of prospective basin. I hypothesize that these properties are, in considerable measure, a function of the interaction of three major geologic variables: (1) eustasy; (2) subsidence; and (3) sediment influx, within a time/space framework. If this hypothesis is true, then an understanding of these variables can aid predrill prediction of reservoir quality...

In order for sediment to accumulate, there must be space available below base level (the level above which erosion will occur)... This space made available for potential sediment accumulation is referred to as accommodation.

Accommodation is a function of both sea-level fluctuation and subsidence » (Jervey, 1988, p. 47).

« Accommodation refers to all the space available for sediment to fill, including old space (leftover space not filled during an earlier time) plus new space added, whereas new space added refers only to space contemporaneously being made available. Accommodation may vary as both the upper and lower boundaries of this space move up or down. The result is an accommodation envelope, which defines the space available for sediment to fill.

Relative sea-level change, rather than eustatic change only, controls accommodation change... This parameter is independent of sediment accumulating above the datum plane and should not be confused with water depth.

Water depth involves the integration of a third parameter – sediment supply – with eustasy and tectonics. Water depth may be described as relative sea level less accumulated sediment, as illustrated in Figure 33. Thus, relative sea level may continue to rise and add new space to accommodate sediment, whereas water depth may nonetheless simultaneously decrease if sediment is accumulating faster than relative sea level is rising » (Posamentier et al., 1988, p. 110).

Available space is not bathymetry

Accommodation and bathymetry should never be considered as synonymous (Fig. 34).

Relative sea level in its context

« With regard to the primary factors controlling sediment accommodation, we will emphasise that there is no one dominant factor, but an interplay of numerous factors, e.g. eustasy, tectonism, basin physiography, sediment flux,

and sediment compaction, whose relative importance can vary in different part of a basin » (Posamentier & Allen, 1999, p. 2).

Fluvial accommodation: the development of the foothills

In the continental domain, the space between the profile of the river and its equilibrium profile *sensu* « bed » after Surell (1841) corresponds to the fluvial accommodation (Allen, 1990; Posamentier & Allen, 1999).

The development of continental foothills during regressive cycle allows the reconciliation between the approaches of the geologists and the geographers and more specifically those from the sedimentologists and geomorphologists.

I. 1. 5 – An updated stratigraphical model

We have decided to integrate all the previous notions in a evolved stratigraphical model of the sequence. Our colleague V. Delhaye-Prat has gathered our observations and has drawn a third type model (**Fig. 36**) corresponds to its proposition which is the synthesis of a larger and collective analysis.

I. 1. 6 – About the influence of deformation on sedimentation

In 1900, Munier-Chalmas proposes a synthesis on the « *plissements du Pays de Bray pendant la période tertiaire* » which results in a short reply by Bertrand (1900, p. 66) who

« ne peut s'empêcher d'exprimer son admiration pour l'ingénieuse précision des observations de M. Munier-Chalmas et pour les conséquences qu'il sait en tirer. Pour l'histoire du Bray pourtant, il se demande s'il est nécessaire de supposer le mouvement discontinu. M. Munier-Chalmas prouve qu'il y a eu des alternatives d'exhaussement et d'affaissement. Mais la discontinuité des phénomènes de ravinement pourrait être expliquée par l'intermittence des mouvements de la mer ; chaque fois qu'il y a transgression (toujours au milieu de l'étage, puisque les limites de nos étages sont établie aux points de discontinuité de faunes, c'est à dire aux époques de régression), la mer dénuderait le dôme en formation, et l'épaisseur plus grande des dépôts qui en résulterait en certains points suffirait à expliquer leur affaissement momentané ».

It is probably the first time that real and relative influences of deformation and eustatism have been taken into account when discussing the relations between tectonics and sedimentation. The quantification of the deformation by using stratigraphical data will be discussed later on.

I. 2 – On the interest of controversies

I. 2. 1 – On the referential for the analysis

Horizontal or not?

On its lateral continuity

I. 2. 2 –Flysch or Molasse

Flysch

It was not only the name of Y. Gubler's dog;

It corresponds to a local denomination that entered scientific literature thanks to Studer (1827, p. 40) in its « *Remarques géognostiques sur quelques Parties de la chaîne septentrionale des Alpes* » :

« *Le fond de la vallée, depuis Erlenbach jusqu'à Zweisimmen, tout la Hundsrücken et le fond de la vallée d'Ablantschen, les Saanenmooser, le fond de la vallée de Rougemont et le château d'Oex, la vallée élevée des Mosses jusqu'à Sepey, toute cette ligne parallèle à la direction des Alpes est occupée par une formation qui se montre en général sous la forme de schistes et de grès gris noirâtres, mais qui prend un caractère très compliqué par la présence de blocs et de couches calcaires subordonnées, de grandes masses de brèches calcaires, de couches de quartz et de silex pyromaque noir et vert de poireau, etc. Les roches où la structure schisteuse prédomine sont appelées Flysch dans le pays, et nous pouvons sans inconvénient étendre cette dénomination à toute la formation* ».

Molasse

I. 2. 3 – On gravity-driven deposits

The in situ transformation into breccia or the slopes influence

In 1835, Gras is the first French geologist who describes slumps and gravitational breccias in the vocontien area. Then at the end of the 19th century Leenhardt (1895) is the first (?) alpin geologist to mention erosion and reworking phenomenas in the Cretaceous series of the Vocontian basin (p. 830) despite Kilian' influence (1895, p. 830 and p. 831).

The importance of the source

In Vocontian area, turbiditic sandstones are massive only because their source was massive (Fig. 46).

The Bouma sequence (Vassoevich, 1948, 1951, cf. Lombard, 1972, fig. 52; Kuenen, 1953 ; Caire, 1957; Nestéroff, 1961 ; Bouma, 1959, 1962)(Fig. 44)

I. 2. 4 – IVF or not IVF

Are the present-day estuaries, estuaries *sensu* Allen (1991), Allen & Posamentier (1993), Dalrymple *et al.* (1992) ? that is to say linked to an incised valley *sensu stricto* ?

I. 2. 5 – About sequence stratigraphy growth troubles

Unit, sequence, parasequence

High resolution genetical stratigraphy

High resolution genetical stratigraphy is hence based on an *in situ* quantification of accommodation and uses to achieve its goal a direct relationship with stratigraphical architecture. **However, the authors (Homewood *et al.*, 2000, fig. 18) have mixed up a fonction and its derivative, followed in the path by a lot of readers, too often easily transformed into teachers of sequence stratigraphy (Fig. 49).**

Similarly the lack of facies analysis leads to take coastal plain for alluvial plain deposits.

To summarize

To conclude

Finally we recommend not to associate them in the same analysis. The most preferred method used by the industry consists in identifying the high frequency cycles in the same way as the low frequency cycle and separate them into aggrading, retrograding and then prograding motives that are bound by surfaces characterized and calibrated with the shore line displacements (Fig. 53). These motives can be easily recognized in the field, in cores or in electrical logs.

I. 3 – Some elements for an integrated approach

« Le récit que je viens de faire, et que j'appellerai (si l'on veut), le roman historique de la formation des terrains parisiens, a pour base des événements réels » (Prévost, 1827, p. 123).

I. 3. 1 – Few preliminary remarks

« Les géologues qui veulent recueillir des faits, sont obligés d'aller les chercher sur le terrain : de là une grande différence, par exemple entre l'astronomie et la géologie. L'astronome attend les faits, il guette les astres à leur passage au méridien, lorsque le ciel est serein, comme un pêcheur à la ligne attend que le poisson vienne mordre. Au contraire, le géologue va à la recherche des faits sur toute la surface du globe, comme un chasseur...

Comme les géologues rapportent de leur voyage des roches, des coquilles fossiles, on appelle quelquefois plaisamment une excursion géologique une chasse aux pierres, et quelques personnes semblent penser que l'art d'observer en géologie n'est que l'art de recueillir des échantillons... Les géologues, en même temps qu'ils ramassent des échantillons qui peuvent leur servir à se rappeler et à approfondir ce qu'ils ont vu en différents points, recueillent une foule d'observations et de notes qui sont leur principale récolte et l'objet spécial de leur voyage. Les excursions, les voyages géologiques sont, si je puis me permettre cette expression, une chasse aux faits, aux observations...

En résumé, ce qui caractérise réellement les géologues, c'est qu'ils vont recueillir sur les lieux même les faits sur lesquels ils raisonnent ; c'est à cette condition seulement qu'ils en acquièrent pour eux-même et qu'ils en peuvent

donner à d'autres une conscience intime » (Elie de Beaumont, extract from the first lesson, December 9th, 1843, p. 28).

Actualism and uniformitarianism

Bacon or Popper?

To prefer the original rather than the copy

Scale and methodology

« *A chaque ordre de grandeur correspondent des méthodes d'observation et des techniques d'investigation différente* » (Wegmann, 1951, p. 233).

Integrated approach/tools

I. 3. 2 – Some evident prerequisites

Safety first

The search for the palaeohorizontal

The polarity of the sedimentary series: the slope indicators

In such a detritic environment (silico-clastic or carbonate), this 3D information allows to distinguish:

- **Top from bottom ;**
- **Upstream from downstream or proximal from distal ;**
- **Axial from lateral or central from borders.**

The bathymetry

I. 3. 3 – To respect the geological data

The reuse of existing data

Section including thickness measurements

All section/thickness measurements are made perpendicular to So and carried out using *Jacob's staff*. **A thickness measurement represents an useful information.**

Outcrop drawings (about using descriptive geometry)

The geological fact and its acquisition

The necessary humility when facing outcrop (like the sailor is facing the sea)

As a deduction, the right to make mistake should be repeatedly mentioned

It is absolutely necessary to carry out a comprehensive evaluation of the existing data in order notably to evaluate their intrinsic quality. The scientific discussion should not be limited to analysis; as there is a strong pressure to publish it is quite impossible to imagine that all of them are perfect. To further improve our knowledge and build more reliable models, we have to ensure that we are building on firm ground, that is to say that we rely on rigorous and seriously validated data. With this respect, technical meetings, either in French or in English, routinely organized in the industry for the follow-up of projects, represent an excellent alternative to the peer-review committees from scientific journals.

The evaluation of its own domain

I. 3. 4 – Bed and facies

Lithology, texture, structures

Compulsory informations to be included on the section log :

- the lithology of the bed,
- the texture of the sediment (its granulometry),
- the sedimentary structures,
- the sole marks (on top or on the bottom surface of the bed),
- the cementation and diagenetic features,
- the colors.

The sand/shale ratio

The tide and its records in sedimentary series

The hydraulic jump

The organization of the fluvial bed

I. 3. 5 – From bed to facies sequence

« Les divers types (de roches sédimentaires) s'associent en « séries sédimentaires ». Chacune de ces séries correspondra à ce que nous nommerons une « unité paléogéographique » : ce sera si l'on veut, une « pétrographie de paysages » (ou d'anciens paysages), opposées à ce que nous avons appelé la « pétrographie de tiroirs », ou « d'échantillons » » (Gignoux, 1936, p. 2).

The beds or the sets of beds at the origin of these « sedimentary formation » are characterized by an internal content, the facies and an external part, their envelop. This association is precisely at the basis of the so-called « architectural elements ».

The architectural elements

The succession of facies

A facies sequence corresponds to a lithological sequence *sensu* Lombard (1956; cf. *supra*). It characterizes a sedimentary succession.

I. 3. 6 – From the facies sequence to the (depositional) sequence

A few physiographical signatures to careful look for

The incised valleys

The forced regression prisms and the low stand deltas

The fluvial aggradation and the foothills

To sum up: incised valley, estuary and delta

These three terms refer to the response of a river to the evolution of its base level. The current debate within our community relates to the position of the sequence boundary: the first incision or the last one *i.e.* the base of the first forced regression or the top of the last one. For me this debate is rather a question of semantic language with respect to the important point that is the non-recognition of the three above-mentioned.

A type-sequence in the platform domain

The integration of subsurface data

- Well data including loggings (*e.g.* Posamentier & Allen (1999)).
- (Reflexion) seismic data (Cramez, 2001, 2007)

I. 3. 7 – From sedimentation to local geodynamics

« Il est peu de questions qui aient autant préoccupé les géologues, en particulier dans les vingt dernières années, que celle des causes des oscillations du niveau des mers. L'étude des déplacements actuels ou récents des lignes de rivage, loin de donner la clé des phénomènes de transgression ou de régression dans les périodes anciennes, n'a fait qu'obscurcir le problème.

Deux doctrines se trouvent encore aujourd'hui en présence :

1° celle qui explique les déplacements des lignes de rivage par des oscillations verticales de la terre ferme ou par des mouvements du sol, quels qu'ils soient ;

2° celle qui a recours, pour expliquer ces déplacements, à des mouvements propres de la nappe océanique » (Haug (1900, p. 681).

I. 3. 8 – From (depositional) sequence to the history of the basin

« Enfin il reste à tirer de tous ces faits des conclusions générales, à reconstituer ce qu'était la Terre, à une époque déterminée, à faire de la Paléogéographie.

Si élevé que soit ce but, il grandit encore en synthétisant ces paléogéographies successives, de façon à dégager la loi d'évolution à la fois organique et inorganique du globe et à faire ce que j'appellerai de la Paléohistoire » (Lemoine, 1911, p. 3).

The singularity of the geologist should be for him to be able to propose cartoons or even better animated films that integrated stratigraphy, deformations, etc.

To conclude

The previous definitions represent the fundamental elements that are at the basis of all our approaches (for inventory, analysis, etc.) ; at the time they have been established it was always beyond the lifetime of any book or modern article in a scientific journal. It was quite logical that some of them have suffered from being forgotten. This first part represents hence a global reevaluation of all these concepts and definitions validated through my field my teaching experiences. It is really the firm ground on which I have built the rest of this memoir.

II – Some validation and application examples

II. 1 – Does physiography influence the sedimentation?

No, for the eyes and ears of most our colleagues from the university

A question without interest for industrial people

The heavy memory from Elie de Beaumont ?

As an introduction to my personal research project developed in the third and last part of this memoir, I have selected two major topics that illustrate the influence of physiographic confinement on the architecture and the distribution of sedimentary bodies:

- In a turbiditic environment : canyons or submarine valleys,
- In a margino-littoral environment: incised valleys.

II. 2 – In a deep marine turbiditic environment

- In the field
 - In silico-clastic environment
 - On passive (or similar) margin : the mid-Cretaceous systems from the Vocontian basin (SE France) (Friès & Parize, 2003; Parize *et al.*, accepted), by trying to extract myself from my initial work – the sedimentary clastic injectites (Beaudoin *et al.*, 1985; Parize & Beaudoin, 1986a; Parize, 1988) but coming back to them ultimately (Parize & Friès, 2003; Parize *et al.*, 2007a & b).
The sandy/shaly slumpings (Master Bouchery, 1998 and Master Mechti, 2003)
The methane transfer features (Rubert, 2005; Rubert *et al.* 2005).
 - On flexural basin :
 - ✓ The Numidian flysch (Parize *et al.*, 1986; Parize & Beaudoin, 1986b; Parize *et al.*, 1999),
 - ✓ The Annot Sandstones first with Jean-Loup and Patrice then with Y. Callec, several internships with TOTAL or in the framework of the GDR Marges with T. Mulder *et al.*,
 - In carbonate environment : the Jurassic systems from the Omanese margin in the framework of the GDR Marges with F. Guillocheau, C. Robin *et al.*,
- With sea-bottom and shallow seismic imaging
 - The marine slope offshore Brunei (Master Mechti),
 - The North-East Atlantic Margin (MANE) (PhD Rigollet : Rigollet *et al.*, 2001),
 - The Var river (SAME cruise, Parize *et al.*, 1989; Mulder *et al.*, 1997...),
 - The area around the Titanic (data IFREMER),
 - The northern part of the Zaire submarine fan (PhD Ferry).

- In subsurface
 - The Brunei *off shore* basin (Master Mechti),
 - The lower Congo *off shore* basin (PhD Ferry; Ferry *et al.*, 2004a & b, 2005),
 - The North-East Atlantic Margin, MANE (PhD Rigollet),
 - The North Sea (Imbert *et al.*, 1995).

II. 3 – In margino-littoral environment

- In the field
 - In silico-clastic environment
 - The BMRP littoral systems (Master Dexcoté and master Besson ; PhD Besson 2005 ; Besson *et al.*, 2002; Rubino *et al.*, 2007; Besson *et al.*, 2005; Parize & Rubino, 2007)
 - The FMM littoral systems during the mid-Cretaceous period (post PhD studies J. Bailleul, 2005 et pre PhD studies G. Musial 2007; Bailleul *et al.*, 2006, 2007)
 - The Fontainebleau sandstones (2 sections, 3 excursions and some lunches in the field with V. Delhay-Prat *et al.*)
 - The Pliocene infilling of the Messinian incision (Cessenon and Cadarache areas with G. Clauzon and D. Besson)
 - The Miocene infilling of the Sardinian basin : study of the North trending troughs (Engineer Master, 1983; Parize, 1985)
 - In mixte or carbonated environment
 - The Miocene peri Alpine littoral systems, BMRP, during the Burdigalian period (Parize *et al.*, 2001 ; Besson *et al.*, 2005 ; PhD Besson, 2005)
 - The Vocontian (SE France) Urgonian littoral platform systems (Master Bièvre)
 - The Bordeaux Miocene incised valleys complexes (joint-work with Th. Mulder *et al.*)
 - The Miocene reefal and bioclastic systems from Sardinia (field data for the PhD work carried out by F. Galloni)
 - The karsts development
 - During the Messinian period in Ardèche (SE France) (joint-work with L. Mocochain and G. Clauzon)
 - During lower and middle Miocene in Provence (SE France)

- With very high-resolution seismic : the Languedoc-Roussillon littoral systems (Post doctoral study C. Labaune)
- In subsurface :
 - The Messinian conglomeratic dep-sea fan at the outlet of the Var canyon (Parize & Rubino, 1988 based on IFREMER data),
 - The mid Cretaceous littoral systems of Fort McMurray Formation (Post doctoral study J. Bailleul),
 - The BMRP littoral systems (wells and seismic data),
 - Gaz de France methane underground storages (in fluvial, deltaic and tidal environments).

II. 4 – The stratigraphy of the sedimentary systems

In the pelagic domain

First step: set up the sequential organization

Second step: improve the palaeontological resolution

Third step: « to control » time

In the margino-littoral domain

A stratigraphical organization model for the bioclastic infilling of the incised valleys

The stratigraphical implication of the « erosion- littoral infilling » successions: the **concept of “Emboîtement – Déboîtement”**.

Upstream –Downstream or Marine-Continental correlations

Emboîtement – Déboîtement : a « true » added value

II. 5 – The stratigraphical measurement of the deformation

By a qualitative estimate

In the Vocontian Basin (SE France)

In the Messinian Basin (SE France) - BRMP

Towards a quantification of the vertical movements

By utilizing the IVF

By utilizing « key-surfaces » *sensu* Clauzon or « stratigraphical surfaces » *sensu* Vail *et al.*

A stratigraphical method to measure the deformation

Local and regional examples demonstrate that it is possible to measure stratigraphical the deformation. Therefore we are able not only to give geometrical as well as time-constraints but we can also constraint processes and phenomena. By combining physiography, sedimentology and stratigraphy, we are able –following the example of our neo-tectonician colleagues- to assess the tectonical evolution of an area by its successive landscapes.

III – Developments and perspectives

My project research objective with this memoir is about the characterization of the physiography influence on sedimentary basins and to utilize it in order to predict the distribution and the properties of the different sedimentary bodies.

Before giving some detailed data about the four axes of developments I am considering, I would like to remind the main elements that need to be transmitted to a team, to PhD students as well as to internships.

III. 1 – To animate, lead and train

To animate, lead and train can be summarized by a few key-elements that are the necessary and minimal luggage for a geologist before doing its job because:

Outcrops are the basis of every theory in geology.

Safety first for himself and the others is absolutely crucial.

Facies sedimentology is a stratigraphical tool.

We see only what we have already seen.

Bibliographical analysis is nor a luxury neither a summary of articles.

Geology is just a question of time and geometry.

The singularity of the geologist should be to propose 2D cartoons or even better 3D animated movies.

III. 2 – To extend and improve inventory and analytical methods

This memoir gives the basis for an integrated analysis of sedimentary basins based on outcrop data, our old-timers. **Before being able to propose, to quantify, etc. we need to observe and share with the others in a common and comprehensible language and not with a technical jargon for a happy few.**

In order to understand the mechanism of a basin, it is necessary to analyse it by integrating different tools: sedimentology, petrography and diagenesis, stratigraphy, physiography, tectonics; **different time frame:** present day and fossil ; **different methods or approaches :** submarine or oceanography, outcrop, subsurface.

All the different mappings have to be carried out at all scales, sequence by sequence and if possible cortege par cortege. Any discussion related to the forcing factors should take place only after the temporal quantification.

III. 3 – To carry out stratigraphical modelling of fluvial facies

III. 4 – To formalize the stratigraphical measurement of the deformation

III. 5 – To establish outcrops 3D mock-up

IV – Conclusion

By comparison with other modelling sciences, geology confirms us that without any doubt **observation (outcrop or field analogue) is the very first step** of any scientific approach or technological development... We need to start and finish in front of the outcrop. The field geologist must be the person who will validate the geological models, with the following consequence : the field geologist is always the troublemaker.

We need always to come back to basics. A reasoned reading of our predecessors may help us to save some time and energy. If we are doing scientific research it is first for our own pleasure, to satisfy a sincere curiosity, « pure happiness ». We have to address real problems that will give true answer to the request of our contemporaries.

Compared to its colleagues (engineers, physicians...) **the geologist can imagine processes or setting up modalities just from one observation**: this know-how is not well advertised, first of all by the geologist themselves and it is necessary to develop teaching aids that will tell this palaeohistory and make it accessible by a vast majority.

Sedimentology, and by extension outcrop or subsurface geology correspond to this type of science where the results exist as long as we are able to display them in front of us. Hence, I thought that this sedimentology – the analysis of infilling or sedimentary accumulations, of erosions – could be transformed into a geometric field with its geometrical method of resolutions. The chosen examples illustrate that this approach has led paradoxically to a 4D dynamical stratigraphy.

Before concluding it is important to remind that **geology is a field full of uncertainties**. The outcrops have always a too short extension, wells have not been logged enough, seismic resolution is never enough accurate in order to reconstruct a fully deterministic palaeohistory. The geologist has to manage the uncertainties, trying to minimize them in an appropriate way depending on time or means. Therefore, a rigorous method is needed to capture (if and when possible) all the necessary informations in order to describe and understand the subject of the study. These informations must be of utmost quality in order to avoid additional uncertainties.

It is this approach and this method that I have tried to improve, then apply and hand over.

Then of course and even with the most performing method the geologist can be wrong. All the more so as the different topics addressed by the industrials are more and more complex and the new steps forward made in all the different disciplines in geology make the acquisition even more complicated. We need to integrate all disciplines and to consider all points of view to encompass all alternative: my solution to write the different possible scenarios possible of *palaeohistory* rely on team work. We need to rely on the work of elder colleagues, on the know-how of colleagues from other specialities and on the clear-sightedness of our peers to be able to write the best possible and to know its limits.

Sommaire

Résumé

Abridged English version

Sommaire

Liste des figures

Quelques fondamentaux

Le sens de quelques abréviations et acronymes

Introduction

I - La démarche analytique

A – Une formation initiale métissée

B – Une activité ouverte à l'industrie

C – La force de la bibliographie dans la recherche

D – L'enseignement et la formation au service de la recherche

Pourquoi le besoin d'un tel rappel dans un projet de recherche ?

Pourquoi insister sur une telle démarche ?

L'importance de l'enseignement pour valider et progresser

I. 1 – De l'intérêt d'un lexique

I. 1. 1 – Sur la couche et son empilement

Les couches sédimentaires, leur empilement et la chronologie de leurs successions

La couche comme unité de base

Transgression et régression, une « vieille » évidence

La notion de faciès selon Prévost (1827, 1839), Gressly (1838), Walther (1894)

Les règles d'érosion, transport et sédimentation sensu Surell (1841)

L'organisation des strates et des faciès selon Fayol (1881, 1886) et Walther (1894)

I. 1. 2 – La stratigraphie séquentielle : l'alliance du faciès (terrain) et de la sismique

Le terrain : de la lithostratigraphie à la stratigraphie de faciès

La séquence : de sequere à secare

La sismique : un outil d'exploration (pétrolière)

Le changement d'échelle : du faciès au bassin et vice versa
L'évolution de la « limace »

I. 1. 3 – Sur la physiographie et la morphologie

L'énergie du littoral
Delta, estuaire, vallée « incisée »
La ligne de baie et la ligne de côte
Les styles fluviaux
Le développement des piedmonts

I. 1. 4 – Sur l'accommodation

L'espace disponible à la sédimentation
L'espace disponible n'est pas la bathymétrie
Le Niveau Marin Relatif dans son environnement
L'accommodation fluviale : le développement des piedmonts

I. 1. 5 – Un modèle stratigraphique actualisé

I. 1. 6 – Sur l'influence des déformations sur la sédimentation

I. 2 – Des controverses et de leurs enseignements

I. 2. 1 – Sur le référentiel d'analyse

Horizontal ou pas ?
Sur la continuité latérale de ce référentiel

I. 2. 2 – Sur Flysch ou Molasse

Le Flysch
La Molasse
Et s'il fallait prendre position... ?

I. 2. 3 – Sur les dépôts gravitaires

La bréchification in situ ou l'influence des pentes
L'importance de la source
La séquence granoclassée

I. 2. 4 – IVF or not IVF

I. 2. 5 – Sur les troubles de croissance de la stratigraphie séquentielle

Unité, séquence, paraséquence
La stratigraphie génétique haute résolution
Pour résumer
Pour conclure

I. 3 – Des éléments pour une démarche intégrée

I. 3. 1 – Quelques préliminaires

Actualisme et uniformitarisme
Bacon ou Popper ?
Privilégier le retour à l'original

De l'intégration des disciplines et la superposition des champs d'investigation

I. 3. 2 – Des évidences préalables

Safety first

La recherche de la paléohorizontale

La polarité des couches, du bassin, les vecteurs de pente

La bathymétrie

I. 3. 3 – Respecter la donnée géologique

Le report des données existantes

Le levé de coupes et la mesure des épaisseurs

Le dessin d'affleurements (de l'usage de la géométrie descriptive)

Le fait géologique et son acquisition

I. 3. 4 – La couche, son faciès

Lithologie, texture, structures

Le rapport sable/argile

La marée

Le ressaut hydraulique

Le pavage du lit fluvial

I. 3. 5 – De la couche à la séquence de faciès

Les éléments architecturaux

L'enchaînement de faciès

I. 3. 6 – De la séquence de faciès à la séquence (de dépôt)

Quelques signatures physiographiques à rechercher avec soin

Une séquence type en domaine de plate-forme

L'intégration des données de subsurface

I. 3. 7 – De la sédimentation à la géodynamique locale

I. 3. 8 – De la séquence (de dépôt) à l'histoire du bassin

II – Des cas d'application et de validation

II. 1 – La physiographie influe-t-elle sur la sédimentation ?

Non, aux yeux et oreilles de la plupart de nos collègues universitaires

Une question hors de propos pour les industriels

Le souvenir pesant d'Elie de Beaumont ?

II. 2 – En environnement turbiditique « marin profond »

Des inventaires

La caractérisation de physiographies : canyons et vallées sous marins

La caractérisation des corps sédimentaires

Le profil d'équilibre des systèmes turbiditiques

La restitution paléomorphologique d'un domaine de sédimentation

- II. 3 – En environnement margino-littoral
 - Des inventaires*
 - Les faciès et les corps sédimentaires*
 - Les vallées littorales miocènes*
 - Les piedmonts miocènes*
 - La restitution paléomorphologique d'un domaine de sédimentation*
- II. 4 – La stratigraphie des systèmes sédimentaires
 - En domaine pélagique*
 - En domaine margino-littoral*
- II. 5 – La mesure stratigraphique de la déformation
 - Par une estimation qualitative*
 - Vers une quantification des mouvements verticaux*
 - Une méthode de mesure stratigraphique de la déformation*

III – Développements et perspectives

- III. 1 – Animer et former
- III. 2 – Prolonger et améliorer des techniques d'inventaire et d'analyse
- III. 3 – Réaliser une modélisation stratigraphique des faciès fluviatiles
- III. 4 – Formaliser la mesure stratigraphique de la déformation
- III. 5 – Etablir des « maquettes 3D » d'affleurements

IV – En guise de bilan

Références bibliographiques

Titres et Travaux

Curriculum vitæ

- Formation universitaire et diplômes*
- Enseignement*
- Carrière scientifique et technique*

Résumé des activités

- Une activité ouverte vers l'industrie*
- Enseignement et formation*
- Importance du travail sur le terrain*
- Expertise et évaluation de travaux*

Liste des travaux

Rapports d'étude ou de projet

Thèse et mémoires de recherche

Communications orales ou posters

Conférences sur invitation

Communications soumises à comité de lecture

Publications dans une revue à comité de lecture

Publications dans d'autres revues

Supports pédagogiques

Livrets guide d'excursion

Liste des figures

L'objectif de ces illustrations est de combiner les approches : terrain, sismique, diagraphie(s) et les échelles pour illustrer une même notion.

- Figure 1 : Le Laboratoire de Sédimentologie de l'Ecole des Mines de Paris : de l'affleurement aux processus de dépôts et à la restitution des paléomorphologies.
- Figure 2 : Des prismes de bas niveau marin dans le Jurassique du bassin parisien.
- Figure 3 : Lavoisier (1789) : les faciès de la craie, ...
- Figure 4 : ... Les mouvements lents de la mer : Lavoisier (1789) apparaît comme celui qui a inventé notre science (Mémoire en dépôt à la bibliothèque du MNHN ; Reynaud, 2007, communication personnelle).
- Figure 5 : Des exemples de transgressions et régressions dans le remplissage plio-quadernaire de la plaine côtière de l'Arno au voisinage de Pise (Tongioni & Trevisan, 1959, fig. 2).
- Figure 6 : Emersion, limite de séquence, lacune de l'enregistrement sédimentaire (d'après Heim, Gignoux et Combaluzier).
- Figure 7 : Lacune, hiatus, érosion selon Wheeler (1958, figs 3, 4, 5).
- Figure 8 : Synchronisme 2D et diachronisme 3D de la limite de séquence selon Posamentier & Allen (1999).
- Figure 9 : Biseaux d'aggradation *versus* comblement différentiel.
- Figure 10 : La loi de corrélation de faciès : exemple pris dans des systèmes fluviolacustres (Debarre, 2000).
- Figure 11 : La courbe de lit ou profil d'équilibre des rivières selon Surell (1841).
- Figure 12 : les principes de bases de la stratigraphie séquentielle (Posamentier & Allen, 1999, tabl. 1).
- Figure 13 : La crue du Rhône (Lenthéric, 1892, pl. 16 et 17 ; grâce à l'amitié de J.-L. Rubino).
- Figure 14 : Les expériences de sédimentation de Fayol (1881, 1886) : expériences en bassin, conditions aux limites, paramétrage... La première (?) et toujours moderne R&D dans le domaine des géosciences.
- Figure 15 : Exemple de substitution de faciès établis pour une côte dominée par les vagues (Heward, 1981, fig. 1 ; Homewood *et al.*, 1992, fig. 1).
- Figure 16 : Côte de haute et basse énergie de houle selon Guillocheau (1991).
- Figure 17 : La séquence (de dépôt) classique en profondeur ou en temps (Haq *et al.*, 1987, *in* Delhaye-Prat *et al.*, 2007) et les blocs 3D correspondant aux principaux cortèges (Van Wagoner *et al.*, 1987, 1990).
- Figure 18 : La régression forcée : le concept selon Posamentier & Allen (1992, *in* Delhaye-Prat *et al.*, 2007), un exemple dans le BMRP (Serravallien du bassin de Valréas) et les prismes de régressions forcées quadernaires au large du delta du Rhône (grâce à l'amitié de M. Tesson).
- Figure 19 : Les surfaces repères associées à la crise de salinité messinienne caractérisée par Clauzon (1997).
- Figure 20 : Le canyon de Céüse (Beaudoin, 1977).
- Figure 21 : les processus sédimentaires en domaine de plate-forme marine.
- Figure 22 : L'influence de l'énergie du domaine littoral sur la répartition des sédiments en domaine de plate-forme (Allen, 1990, fig. 3 ; Einsele, 1991, Fig. 3-27b).
- Figure 23 : L'influence de l'énergie de côte sur l'architecture transgressive (Allen, 1993).
- Figure 24 : Delta et estuaire.

- Figure 25 : Le Pô, sa plaine et son delta (Elie de Beaumont, 1845, pl. 7).
- Figure 26 : « Le fleuve a fait reculer la mer par ses alluvions, et il a allongé son lit en même temps qu'il l'élevait » (Elie de Beaumont, 1845 ; extrait de la planche 7).
- Figure 27 : L'exemple des deltas de type Gilbert comblant les rias pliocènes (Clauzon *et al.*, 1995 ; la photo est prise de la route D1 entre le Broc et Carros, vers Saint-Martin-du-Var) : la progradation en domaine marin s'accompagne de l'aggradation d'un piedmont continental.
- Figure 28 : Le paléoBlavet : géométrie de la vallée, architecture et faciès du remplissage, paléogéographie (Kerviler, 1877 ; échantillon en dépôt au Musée Dobrée de Nantes, photo : Y. Bodeur).
- Figure 29 : Le Mississippi (Fisk, 1944).
- Figure 30 : L'influence de la physiographie de la plate-forme émergée sur le comportement hydraulique des rivières (Summerfield, 1985, fig. 3).
- Figure 31 : La ligne de baie : exemple pris pour la Garonne (Allen & Posamentier, 1994).
- Figure 32 : Le biseau d'aggradation côtière se confond avec la ligne de baie (Allen, 1990, fig. 21) à comparer avec la précédente proposition par Vail *et al.* (1977, part 3, fig. 4).
- Figure 33 : L'accommodation (Posamentier *et al.*, 1988).
- Figure 34 : Accommodation et bathymétrie (Posamentier & Allen, 1999, fig. 2-5).
- Figure 35 : Accommodation et architecture sédimentaire : exemple en domaine continental (Allen, 1994, fig. 7-9).
- Figure 36 : Une synthèse : organisation stratigraphique d'une séquence « actualisée » par Delhaye-Prat (2006).
- Figure 37 : La compaction différentielle : effet de l'enfouissement sur les dykes gréseux (Parize, 1988, fig. 138).
- Figure 38 : Des directions orogéniques (Elie de Beaumont, 1830) aux phases tectoniques.
- Figure 39 : Les biseaux divergents sur la bordure orientale du bassin de Valréas : témoignage de ravinements successifs.
- Figure 40 : « L'horizontalité primitive des dépôts » selon Dufrénoy & Elie de Beaumont (1841, figs 4 et 5). L'inventaire stratigraphique de ces discordances est à la base du modèle tectonique d'Elie de Beaumont (1830 ; *cf.* **Fig. 38**).
- Figure 41 : La variation latérale de faciès dans le BMRP (Demarcq, 1970, fig. 29). Le passage entre les calcaires bioclastiques et les marnes n'est jamais observable.
- Figure 42 : Reconnaissance de la signification stratigraphique des calcaires « molassiques » du BMRP (Combaluzier, 1932).
- Figure 43 : La méthode d'analyse des flyschs par Vassoevich (1948, 1951).
- Figure 44 : La séquence granoclassée turbiditique : de nombreux inventeurs.
- Figure 45 : Les slumps vocontiens du BMRP : l'affleurement de Montclus (Goguel, 1938b).
- Figure 46 : Une source massive, vannée, bien triée, des dépôts résultants massifs, déjà vannés, bien triés (sur la plate-forme : Allan, Clansayes, Mormoiron ; dans le domaine vocontien : la falaise des Sibours à Bourdeaux et le serre d'Autruy à Saint-André-de-Rosans).
- Figure 47 : Répartition volumétrique *versus* spatiale (respectivement selon Homewood *et al.*, 1996, 2000 et revue selon les préceptes de Posamentier & Allen, 1999 et la sédimentologie de faciès).
- Figure 48 : Relation entre accommodation et architecture stratigraphique (Homewood *et al.*, 2000, fig. 22).
- Figure 49 : Accommodation et apport sédimentaire *versus* architecture stratigraphique (respectivement selon Homewood *et al.*, 1996, 2000 et revus selon les préceptes de Posamentier & Allen, 1999).

- Figure 50 : Evolution temporelle des deltas en fonction de l'augmentation de l'accommodation (Homewood & Lafont, inédit *in* Guillocheau, 2004). A comparer avec la **Fig. 22**.
- Figure 51 : Bathymétrie, espace disponible, accommodation (Homewood *et al.*, 2000, figs 14 et 15). Comparer cette proposition avec l'originale (**Fig. 33**).
- Figure 52 : Le niveau de base universel (Wheeler, 1964) et sa version moderne (*in* Proust, 1990). A comparer avec la « courbe de lit » de Surell (1841 : **Fig. 11**).
- Figure 53 : L'organisation stratigraphique des séries sédimentaires : une représentation schématique.
- Figure 54 : La première carte géologique de la France (Dufrénoy & Elie de Beaumont, 1841).
- Figure 55 : La classification des faciès turbiditiques proposée par Mutti *et al.* (1999, figs 8 et 12).
- Figure 56 : Le diagramme de Hjulström (1935).
- Figure 57 : Les mécanismes de transport par un écoulement selon Gilbert (Ottmann, 1965, fig. 3 : 1, traction comme dans les coulées de boue ou le transport pas les glaciers ; 2, roulement ; 3, saltation ; 4, suspension ; Degoutte, 2006, fig. 1 : paramètres géométriques relatifs à la section du chenal ; Bohm, 2005, fig. 1-1 et 1-2 : les paramètres d'hydraulique fluvial).
- Figure 58 : Eléments de sédimentologie dynamique (Simons *et al.*, 1965 ; Harms *et al.*, 1982 ; Ashley, 1990 ; et une synthèse).
- Figure 59 : Les vecteurs de pente (Parize, 1988, fig. 41).
- Figure 60 : Etagement bathymétrique des dépôts de tempête (Guillocheau, 1995).
- Figure 61 : Etagement : bathymétrique et environnemental des ichnofaciès (Musial, 2007, communication écrite) ; altitudinal des associations polliniques (Suc, 2006, communication écrite).
- Figure 62 : Un exemple de synthèse de données paléontologiques existantes sur une coupe levée dans le cadre de notre projet d'étude intégrée du remplissage du BMRP.
- Figure 63 : Un mode de représentation des levés (Guillocheau, 1992).
- Figure 64 : Les dykes en relais de Pantano au sud de Geraci Siculo (Parize, 1988, fig. 129).
- Figure 65 : Des éléments de base de géométrie descriptive (Voilquin, 1976, figs 1 et 2).
- Figure 66 : La géométrie, un langage indispensable pour comprendre les pierres, du tailleur de pierre au géologue (photo prise à Venterol, Drôme).
- Figure 67 : Quelques règles géométriques pour le levé 3D des injectites et tous autres corps sédimentaires.
- Figure 68 : L'affleurement de la Baume, flanc méridional de la colline du Puy à Bevons.
- Figure 69 : « The Imperial Wall » ou la juste nécessité d'aller observer.
- Figure 70 : Une « marche d'escalier » : l'évidence de l'injection sableuse.
- Figure 71 : Comment distinguer les remplissages de chenaux (liquéfiés) d'injectites ? Le recours à l'analyse de faciès.
- Figure 72 : Les stratifications lenticulaires, ondulées ou madrées. Un exemple de Reineck et Singh (1980).
- Figure 73 : Les tidalites (Dalrymple *et al.*, 1991).
- Figure 74 : La surface d'abrasion par les vagues : un exemple sismique.
- Figure 75 : Le ressaut hydraulique selon Mutti & Normark (1987).
- Figure 76 : Des affouillements dans le secteur du Lauzanier (Alpes-de-haute-Provence ; Grès d'Annot).
- Figure 77 : Exemples de séquences progradantes à haute et basse énergie de houles.
- Figure 78 : Le diachronisme de la MFS : exemple du BMRP au Langhien entre Bayanne et Châteauredon dans le remplissage sédimentaire d'une ria.

- Figure 79 : La paléovallée de Saint-Pantaléon (modifié de Besson, 2005, fig. 56). Cet affleurement illustre à lui seul la notion d'emboîtement – déboîtement car cette vallée à remplissage sableux de Miocène moyen est incisée à 90° dans le remplissage bioclastique de la vallée du Miocène inférieur : à ce titre il s'agit d'un affleurement historique.
- Figure 80 : L'estuaire de la Loire : ses grandes unités physiographiques selon Ottmann *et al.*, (1970) et vues de la Brière, plaine côtière, depuis Bréca et de l'estuaire depuis Mindin (photos B. Parize).
- Figure 81 : La Gironde.
- Figure 82 : Le bouchon vaseux (Glangeaud, 1938, figs 5, 6 et 7 et 1939, fig. 8 *in* Ottmann, 1965, fig. 78) : de l'observation des troubles à sa modélisation.
- Figure 83 : L'épigénie d'aggradation selon Clauzon (2001) : en Roussillon, Têt et Tech ; en Languedoc, Orb ; en Provence, Durance ; en Ligurie, Var et Arroscia.
- Figure 84 : L'étagement des prismes de régression forcée (Posamentier & Allen, fig. 4-42).
- Figure 85 : Des exemples possibles de deltas de bas niveau et de haut niveau (Moore & Asquith, figs 1 et 2).
- Figure 86 : Prismes de régression forcée *versus* delta de bas niveau (Posamentier & Allen, fig. 4-23).
- Figure 87 : L'histoire de la Toscane selon Sténon (1669, *in* Elie de Beaumont, 1834).
- Figure 88 : Le calendrier tectono-sédimentaire « Carbonifère – Andes » d'Elie de Beaumont (1830) : un mode de représentation qui fera école.
- Figure 89 : L'évolution de la Gironde depuis le dernier épisode glaciaire (Allen & Castaing, 1970).
- Figure 90 : L'évolution de la baie de la Lavaca depuis le dernier épisode glaciaire (Wilkinson & Byrne, 1977).
- Figure 91 : Les instabilités de la Fournaise (Ollier *et al.*, 1998).
- Figure 92 : L'éventail de Céüse durant l'Aptien (Friès & Parize, 2003).
- Figure 93 : Coupes de référence des systèmes turbiditiques aptiens du BSEF (Rubino *et al.*, 2002 ; Friès & Parize, 2003 ; Parize *et al.*, 2003, 2005).
- Figure 94 : La carte des enveloppes chenalisantes du Miocène supérieur du bassin du Bas Congo (Ferry *et al.*, 2004, 2005).
- Figure 95 : La berge d'un remplissage de chenal turbiditique (Aptien supérieur, serre d'Autruy, Saint-André-de-Rosans).
- Figure 96 : Coupe transversale à la bordure d'un chenal entre son remplissage et les injectites dans la berge (Aptien supérieur, serre d'Autruy, Saint-André-de-Rosans).
- Figure 97 : Le trousseau de MANE par Rigollet *et al.* (2001).
- Figure 98 : La partie haute du canyon sous marin du Var. Analyse physiographique et faciologique de la mosaïque sonar SAR.
- Figure 99 : Le réseau en tresse de la tête du canyon du Var.
- Figure 100 : Mode de formation et d'évolution du canyon du Zaïre (Ferry *et al.*, 2004, figs 6 et 7).
- Figure 101 : Evolution Amont – Aval de l'architecture des remplissages de chenaux ou de complexes de chenaux turbiditiques (Ferry, 2004).
- Figure 102 : Le complexe chenalisant de Saint-André-de-Rosans : un exemple terrain de LOSC.
- Figure 103 : Un exemple de LOSC en subsurface (Labourdette *et al.*, 2004).
- Figure 104 : Les hétérogénéités associées aux systèmes turbiditiques confinés : externes *versus* internes selon leur relation avec le remplissage du chenal.

- Figure 105 : Les hétérogénéités externes : les dykes et les sills gréseux sédimentaires. Elles correspondent à des objets *per descensum* ou *per ascensum* associés aux sables massifs turbiditiques. Un scénario de mise en place synsédimentaire.
- Figure 106 : Des hétérogénéités dans la caisse filonienne. Relation entre la forme des injectites et la rhéologie de la roche encaissante.
- Figure 107 : Les hétérogénéités internes : *septa* et pseudodébrites. Modèle de mise en place et guides de prospection.
- Figure 108 : Les variations de la sinuosité, la largeur et la profondeur de l'incision basale, l'apparition des dépôts de lobes et de levées, la localisation des zones d'aggradation verticale et d'avulsions des chenaux se corrèlent avec les variations longitudinales de la pente (Ferry *et al.*, 2004).
- Figure 109 : L'extension cartographique des principaux corps sédimentaires aptiens vocontiens (Friès & Parize, 2003).
- Figure 110 : Un modèle pour les Sables massifs turbiditiques : l'exemple du domaine vocontien (Parize *et al.*, 1998 ; Parize *et al.*, 2007). La source et la topographie contrôlent leur localisation.
- Figure 111 : Les barres tidales bioclastiques burdigaliennes de Vacqueyras.
- Figure 112 : Les barres tidales bioclastiques de Saint-Gens (Burdigalien, Saint-Didier ; Parize, 1996).
- Figure 113 : Des exemples de barres tidales (Burdigalien, Vénasque ; Descote & Parize, en cours).
- Figure 114 : Cartographie en isopaques du complexe de barres tidales (région de Vénasque, Fontaine-de-Vaucluse, *in* Besson, 2000).
- Figure 115 : Composition bioclastique des carbonates de plate-forme de la région de Vénasque (Parize, 1996).
- Figure 116 : Exemple de dunes composites (Burdigalien, Saint-Gens ; Parize, 1996).
- Figure 117 : Des exemples de très grandes dunes tidales (Burdigalien, région de Vénasque ; Parize, 1996).
- Figure 118 : Exemple de remplissage de chenaux méandriques en contexte tidal.
- Figure 119 : Le flanc de la paléovallée de Fontaine-de-Vaucluse (Parize, 1996 ; Descote & Parize, en cours).
- Figure 120 : Les piedmonts miocènes du BMRP : les piedmonts fini-tortonien « Valensole I » de l'Aigues et de l'Ouvèze dans le bassin de Valréas, de Cucuron et de Digne Valensole ; la barre de Facibelle, un piedmont « Valensole 0 ».
- Figure 121 : L'archipel de basse-Provence (Demarcq, 1970).
- Figure 122 : Les trois ravinements fluviaux et leur remplissage miocène (Besson *et al.*, 2005).
- Figure 123 : La paléogéographie miocène du BMRP en dessin animé (Besson *et al.*, 2005) :
- Figure 124 : Le découpage stratigraphique de la série vocontienne apto-albienne du BSEF.
- Figure 125 : L'organisation stratigraphique des systèmes turbiditiques confinés du domaine vocontien. Comparaison avec des analogues de subsurface.
- Figure 126 : Durées de l'étage Aptien. Nos deux propositions sont identiques, la seconde prend en compte la nouvelle définition du passage entre l'Aptien et l'Albien proposée par le Groupe du Crétacé (figure transmise par Nicolas Fiet).
- Figure 127 : La série miocène du BMRP : de l'empilement stratigraphique et de la variation latérale de faciès à l'emboîtement – déboîtement.
- Figure 128 : Un modèle stratigraphique pour le remplissage bioclastique des vallées littorales miocènes : l'amalgame des surfaces stratigraphiques sur la physiographie, une évolution à haute fréquence et un schéma stratigraphique adapté au comblement bioclastique des rias ou des « calanques ennoyées ».

- Figure 129 : Le concept d'emboîtement – déboîtement (pour se rappeler que la stratigraphie est d'abord une science géométrique)
- Figure 130 : Une proposition de situation des niveaux d'Abros – Maurel , de Pré Forant et de Reynier (bassin miocène de Digne-Valensole) sur une échelle chronostratigraphique (e.g. Hardenbol *et al.* 1998) et corrélations avec les biozones et les gisements de références (voir **Fig. 78**).
- Figure 131 : Le Miocène inférieur et moyen du BMRP : deux grands complexes de remplissage de vallées incisées. Ces deux réseaux sont déboîtés l'un par rapport à l'autre, soulignant ainsi un changement majeur du paysage (de la géométrie des bassins de drainage) au passage entre le Burdigalien et le Langhien.
- Figure 132 : La paléomorphologie du domaine vocontien sous contrôle de tectonique gravitaire (halocinèse et argilocinèse).
- Figure 133 : Exemple sismique de contrôle des dépôts turbiditiques par la déformation gravitaire.
- Figure 134 : Relation entre diapirisme et drainage fluvial : le Miocène du dôme de Suzette.
- Figure 135 : Relation entre plissement et drainage fluvial : le Miocène du dôme de Mirabeau.
- Figure 136 : La ria pliocène du Rhône de Fontannes (1882 ; en dépôt à la BNF) à Clauzon (1997).
- Figure 137 : L'ampleur du ravinement aquitano-burdigalien.
- Figure 138 : L'ampleur du ravinement fini-burdigalien.
- Figure 139 : Les divergences sur le flanc septentrional du Lubéron entre les dépôts du TST de S1b et de la TST de S2 et le prolongement des surfaces marines sur le Lubéron et (Besson 2005 ; Besson *et al.*, 2005).
- Figure 140 : Quantification des mouvements verticaux affectant le Lubéron depuis le Miocène (Besson, 2005 ; Besson *et al.*, 2005).

Quelques fondamentaux

Pour établir cette synthèse, le retour à quelques ouvrages anciens a été nécessaire notamment pour s'assurer des principes de l'hydraulique et de leur usage géomorphologique et sur la notion de faciès. Ces ouvrages contribuent sans aucun doute au socle de notre Science. Conservés au sein du fonds ancien de la Bibliothèque de l'Ecole des Mines de Paris, ces ouvrages « fondateurs », désormais classiques, bien évidemment fragiles, restent toujours d'actualité et continuent à nous renseigner. Leur intérêt dépasse largement le cadre de ce mémoire. C'est pourquoi, en plein accord avec la Bibliothèque de l'Ecole des Mines de Paris, je me suis assuré d'en faire éditer certains sous format pdf® afin les diffuser plus largement.

Fabre, 1797 : Essai sur la théorie des torrents et des rivières, [Annexe 1](#).

Prévost, 1827 : Essai sur la formation des terrains des environs de Paris, [Annexe 2](#).

Surell, 1841 : Des torrents dans le département des Hautes-Alpes, [Annexe 3](#).

[Annexe 4](#) : Le premier chapitre des « Torrents » de Surell (1841).

[Annexe 5](#) : Un résumé du prodrome de Sténon (1669, 1679).

Une copie numérique de ces documents se trouve dans le dossier « Annexes ».

Le sens de quelques abréviations et acronymes

1A, 2A, 3A : première, deuxième, troisième année du cycle « ingénieur civil » de l'EMP
AAPG : association internationale de pratiquants dans le domaine de l'énergie
AE : éléments architecturaux
AFTP : Association française des techniciens du pétrole
ANDRA : Agence nationale pour le stockage et la gestion des déchets radioactifs
ANR : Agence nationale de la recherche
BMRP : bassin molassique rhodano-provençal
BHNPC : bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais
BSEF : bassin du Sud-Est de la France
CFS : comité français de stratigraphie
CdF : les Charbonnages de France
CEE : Commission européenne ; sa direction générale DG XII organise la recherche
CNRS : Centre national de la recherche scientifique
DEA : Diplôme d'études approfondies (à BAC+5, remplacé par le MII)
ELF : ancienne compagnie pétrolière française, a fusionné avec TOTAL
EMP : Ecole nationale supérieure des mines de Paris
FMM : Formation des sables bitumineux de la région de Fort Mc Murray du bassin crétacé d'Athabasca
GDF : Gaz de France
GIS : groupement d'intérêt scientifique où des industriels financent une recherche
HF : haute fréquence
HNPC : les Houillères du Nord et du Pas de Calais
IFP : Institut français du pétrole
IGAL : Institut géologique Albert de Lapparent, celui du premier traité de géologie
IVF : remplissage de vallée incisée pour *incised valley fill* ; existent également des IVC, *compound*, et des IVS, *systems*
LOSC, *Lateral Offset Stack Channels* ou déboîtement de chenaux érosifs
MII : Master deuxième année qui a remplacé, en plus scolaire, le DEA
MANE : marge atlantique nord-est
MNHN : Muséum national d'histoire naturelle
MNT : modèle numérique de terrain
MRT : bourse du Ministère de la recherche et de la technologie
NMR : niveau marin relatif
SEPM : association internationale regroupant des géologues du sédimentaire
SGF : Société géologique de France
ULM : bien bel engin qui fait prendre de la hauteur
UPA : Union des professeurs d'agronomie des classes préparatoires de la filière BCPST

Introduction

L'industrie pétrolière, principale utilisatrice des modèles sédimentologiques a fait évoluer ses demandes vers des échelles d'analyse de plus en plus fines pour satisfaire aux besoins de développement de champs, tels l'implantation serrée de puits verticaux ou horizontaux avec une précision accrue, la caractérisation des réservoirs tant en statique qu'en dynamique pour la simulation et le *monitoring*. Les autres industriels du sous-sol utilisent de plus en plus ces techniques éprouvées et les métiers évoluent : les pétroliers deviennent carriers ou mineurs – comme pour exploiter les sables bitumineux d'Athabasca – et les mineurs exploitent certains de leurs gisements comme des pétroliers – comme pour entreprendre la lixiviation de l'uranium –, ainsi que nous l'indiquions dans notre synthèse sur les techniques de forage (Colson & Parize, 2000).

Ce qui relevait du concept il y a une vingtaine d'années est aujourd'hui un objet sismique ; ce qui pouvait être un remplissage de chenal peut désormais être un amalgame de briques élémentaires sans être confiné dans une enveloppe définissable. L'amélioration du pouvoir de résolution de l'imagerie sismique grâce à la 3D (très haute résolution notamment) a induit une nouvelle demande d'adéquation avec l'ensemble des paramètres contrôlant les dépôts sédimentaires, les facteurs forçants et la prise en compte de variables sous-estimées jusqu'alors. Cette meilleure définition des objets a été concomitante avec l'amélioration de la connaissance des processus sédimentaires : ainsi le confinement morphologique qui induit des processus particuliers qui pourront perdurer au-delà de l'existence de barrières latérales physiques comme lorsqu'un écoulement turbiditique reste comprimé par effet de jet.

Mais tous ces progrès n'ont pas permis que les modèles sédimentologiques construits tant en subsurface qu'à l'affleurement soient encore systématiquement validés par l'observation et l'analyse des systèmes de dépôt actuels. Ce cloisonnement des disciplines est le fait des moyens technologiques mis en œuvre pour observer et analyser. Cette barrière est à faire tomber avant d'envisager une intégration effective des outils et des approches au profit d'une meilleure connaissance.

Continuité de mon activité professionnelle, ce projet de recherche formalise une démarche – construite en une vingtaine d'années – d'analyse des corps sédimentaires et de leurs hétérogénéités, à toutes les échelles. Il tente de répondre à des préoccupations pédagogiques, de recherche et industrielles en intégrant divers outils d'analyse – comme la sédimentologie, la stratigraphie, la géomorphologie, la paléontologie – fondés sur le terrain mais également sur des données de subsurface – diagraphies, géophysique (sismique réflexion ou autre), données de production – et en bénéficiant de fréquents allers-retours entre ces deux champs. Cette démarche a fusionné deux préoccupations : le souci de reconnaître, reconstituer et hiérarchiser des surfaces et les enveloppes, à toute échelle, dans la continuité des travaux de B. Beaudoin et de ses collaborateurs et le besoin d'habiller les volumes définis en faciès pour leur donner un sens stratigraphique et dynamique tel que nous, P. Imbert, J.-L. Rubino, moi-même... en avons découvert la nécessité au début des années 80. Parce que j'ai été amené à travailler sur des formes sédimentaires très complexes – les dykes et les sills gréseux – et/ou pour des industriels demandeurs de modèles géologiques, et/ou avec des étudiants soucieux d'appliquer par ailleurs les techniques d'observation et de représentation

que j'employais, la géométrie topographique en 3D des objets, autrement dit leur physiographie, s'est avéré l'essence de la démarche.

L'analyse du remplissage de vallées incisées et rias ou celui de canyons et chenaux sous-marins érosifs illustre cette démarche. Ces structures ont en commun d'être 3D et d'avoir une origine par creusement indépendante de leur remplissage : je les associe précisément à la notion de confinement morphologique. Toutes les deux peuvent être analysées à l'échelle d'affleurements (centimétrique à kilométrique), leurs dimensions les rendent donc accessibles à une observation d'ensemble sur le terrain. L'appréhension de cette variable géométrique, connue ou facilement déterminable, est une étape essentielle avant de chercher et pouvoir donner un sens à (x, y, z) .

Je proposerai de valoriser cette démarche pour caractériser la géométrie et l'architecture interne des corps sédimentaires, à toutes les échelles, afin d'approcher leur répartition stratigraphique et leur distribution géographique, en insistant sur le rôle de la morphologie de la zone de sédimentation, *i.e.* l'influence de la forme de la « bassine » ou du réceptacle – du bassin au chenal – sur l'organisation de son contenu. Les changements d'échelle (de la lamine centimétrique, voire même de la lame mince et les aspects pétrophysiques, jusqu'à l'échelle plurikilométrique) doivent être facilités par l'intégration des causes physiographiques.

I - La démarche analytique

« On trouvera dans ce livre plus d'une réminiscence. L'auteur n'a pas la prétention d'avoir inventé la géologie ; il a donc puisé largement dans les ouvrages de ses devanciers et les manuels classiques ci-dessus mentionnés ont été par lui souvent mis à contribution. Si ces emprunts ne sont pas toujours indiqués d'une manière spéciale, ce n'est pas que nous méconnaissions à quel point les Naumann, les Dana, les Lyell et les Credner avaient facilité notre tâche. Du moins nous sommes-nous efforcés de contrôler, à l'aide des publications originales, les indications données par ces savants auteurs, en y ajoutant le fruit des découvertes les plus récentes.

Peut-être aussi voudra-t-on bien reconnaître quelque part personnelle dans la méthode qui a présidé à l'arrangement des matières... » (Lapparent, 1883, p. III).

La démarche d'analyse présentée à la suite se veut multidisciplinaire et intégrée combinant la reconnaissance des faciès, plusieurs catégories de repères stratigraphiques, l'identification des séquences de dépôt et leur cartographie par cortège sédimentaire (« séquence » et « cortège » au sens EXXON). Elle s'est progressivement construite sous cette forme pour répondre à des besoins industriels et à des soucis pédagogiques. Sous sa forme actuelle, elle est la synthèse de discussions passées ou encore très actuelles avec †Georges Allen, Bernard Beaudoin, David Besson, Yannick Callec, Jean-Michel Champanhet, Philippe Crumeyrolle, Paolo Dattilo, Gérard Degoutte, Vincent Delhaye-Prat, Benoît Didier, Hugues Féliès, Jean-Noël Ferry, Nicolas Fiet, François Guillocheau, Pascal Houël et Michel Sébrier et est le fruit de 25 ans de complicité avec Gérard Friès, Patrice Imbert et Jean-Loup Rubino.

A – Une formation initiale métissée

Maître ès sciences (Université de Nantes), j'intègre le Centre d'Etude supérieure Exploration, option Géologie, de l'Ecole nationale supérieure du Pétrole et des Moteurs en 1981, avec Haddou A., Mustafa B., Claudine B., Patrick B., Patrick C., Martine B.K., Xian He C., Bruno C., Pascal E., Guy F., Patrice I., Michel L., Jose Agostinho M., Gilles O., Cécile P., Daniel P., Martine P., Alban R., Jean-Loup R., André S., Shou Hai W., Philippe W., Philippe Z.... avec parmi nos camarades géophysiciens Benoît C., Michel C., Pierre M., Charles P., Philippe P., Bruno S....

Venant à la Motte-Chalancon (BSEF) à l'invitation de J.-L. Rubino, je suis «présenté» aux turbidites et à Angèle. Je réalise mon travail personnel en Sardaigne au cours de l'été 1982 (*e.g.* Parize, 1985) en compagnie de F. Schneider, élève 3A de l'Ecole des Mines, sous la direction collégiale d'A. Cherchi, L. Montadert, P.-C. Gracianski et P. Trémolières.

Ingénieur diplômé en juin 1983, je m'oriente vers la recherche et je choisis un sujet de thèse proposé par le laboratoire de sédimentologie de l'Ecole nationale supérieure des Mines de Paris (**Fig. 1**). C'est sur le terrain, en octobre 1983, à la Motte-Chalancon, *bis repetita*, que B. Beaudoin, G. Friès, M. Pinault et les optionnaires 3A, R. Bouchet, C. Cabrol..., m'accueillent formellement. Mon sujet porte sur l'enregistrement des déformations précoces des massifs argileux par les dykes et les sills gréseux sédimentaires (Parize, 1988).

Ce projet est supporté par l'ANDRA et bénéficie du soutien du GIS GENEBASS, regroupant, outre l'Ecole des Mines, TOTAL, ELF, le CNRS et l'IGAL. I. Cojan rentre des USA ; P. Joseph quitte le laboratoire, puis B. Pinoteau et bientôt H. Accarie.

Nous avons vingt ans au début des années 80, lorsque la sédimentologie de faciès et la stratigraphie séquentielle étaient naissantes et balbutiantes. Le reste ne fut donc qu'une affaire de chance – AFTP 1983 –, d'opportunité – M. Léo, efficace passerelle vers G. Allen –, d'amitié ou de « copinage » – Géol 83 –, c'est selon...

« Les dieux même combattent en vain contre la stupidité » (Schiller, « Die Jungfrau von Orléans », 1801 ; « La Pucelle d'Orléans », traduit par Régnier, 1868-1873 : acte troisième, p. 205, dans la bouche de Talbot, général des Anglais), pour l'avoir appris de M. Bronowski et P. Lamont au détour d'une manipulation isotopique (Asimov, 1972).

Ce métissage ne porte pas seulement sur des lieux mais également sur des cultures. La rigueur et la minutie dans l'observation et son enregistrement m'ont été inculquées par Y. Bodeur, héritier de M. Gottis, très fortement inspiré par A. Lombard. La rigueur dans l'analyse, les méthodes de communiquer les résultats m'ont été apportées par B. Beaudoin. Enfin, ce dernier et J.-P. Bertrand, en héritiers d'Y. Gubler, m'ont transmis leur approche libertaire de la Science et ainsi assuré la pérennité de cette philosophie scientifique. Elle a été transmise, avec succès ?, à J. Bailleul, D. Besson, J.-N. Ferry, N. Fiet...

« Les étudiants n'étaient pas renfermés alors dans la réglementation actuelle. Ils arrangeaient leurs études à leur bon plaisir ; les intelligences médiocres avaient peut-être à souffrir de cette liberté, les amis du plaisir en abusaient, mais les travailleurs, les élèves d'élite, trouvaient l'avantage de pouvoir se livrer aux études de leur goût » (Gosselet, 1896, p. 7).

B – Une activité ouverte à l'industrie

De 1989 à 1993, après une expérience thermomécanique à Géostock, j'ai été recruté par C. Pinel comme ingénieur géologue, salarié par IPEDEX Production et détaché à l'IFP sur le projet commun avec GDF de « Stockage de gaz naturel en réservoirs aquifères ». De cette période date mon contact avec les prismes de régression forcée (**Fig. 2**).

De 1993 à 2007, j'ai été ingénieur de recherche ARMINES – à quelques exceptions près – au sein du centre des Géosciences de l'Ecole des Mines de Paris, qui a remplacé successivement le Centre de Géologie Générale et Minière puis le Centre de Géotechnique et d'Exploitation du Sous-Sol. J'ai été rattaché comme enseignant-chercheur au laboratoire de sédimentologie animé par B. Beaudoin puis au groupe de géologie géré par I. Cojan. Mon activité a été tout d'abord de travailler sur des études demandées par des institutions ou des industriels à l'Ecole des Mines dans un cadre contractuel : HNPC – CdF, CEE – DG XII, ANDRA, TOTAL, Maurel et Prom... Elle a progressivement évolué pour répondre à des demandes formulées par des industriels dans les deux champs d'expertises que j'ai développés : la sédimentation turbiditique « confinée » et la géométrie et le remplissage des paléovallées incisées. (Ma dernière intervention a consisté en août 2007 à résumer *in situ* pour G. Musial la problématique qu'il sera la sienne dans les sables bitumineux de la région de Fort McMurray, lui faciliter l'acquisition en falaise en compagnie de R. Karle et à lui transmettre l'expérience acquise ces deux dernières années).

Une part non négligeable de cette activité contractuelle a été progressivement réservée à la transmission du savoir-faire acquis par l'animation de séminaires ou de stages de formation permanente pour l'industrie. J'ai également coanimé un séminaire terrain avec P. Imbert pour le Comité Exploration de TOTAL (1996), avec G. Friès pour le *Geosciences Research Group* de Elf (2000) et avec V. Delhaye-Prat pour le Groupe Valorisation des Gisements de TOTAL (2006).

C – La force de la bibliographie dans la recherche

L'apport de la bibliographie dans ce mémoire va apparaître au fil des paragraphes comme un des éléments essentiels à la fois pour :

- Donner un socle à ce projet (connaître l'état de l'art) et ne pas refaire ce qui a déjà été fait, même si cela date parfois d'une dizaine, voire de la centaine d'années. Notre (c'est-à-dire celle de l'Ecole des Mines de Paris) bibliothèque des Sciences de la terre est certainement l'une des rares bibliothèques françaises qui possède un fond enrichi continûment depuis la fin du 18^{ème} siècle et les collègues bellifontains et parisiens qui en ont, ou en avaient, la charge sont d'une remarquable efficacité, G. Barbier, M. Dlachasse, P. Flores-Gonzalez, S. Lardeur, F. Masson...

Un tel outil de travail permet de revenir, si et quand cela s'avère nécessaire aux articles fondateurs de notre discipline : comme sur un chemin escarpé où avant d'aller taquiner une falaise, il faut être sûr de là où nous posons le pied.

A une période, où la quasi-totalité des références d'une publication doit avoir moins de cinq années, ce choix pourrait s'apparenter à une obsession ou à un caprice si ce n'était pour viser deux objectifs complémentaires et indissociables :

- Aider à cerner le problème et la définition qui convient le mieux à l'objet étudié et des exemples comparables pour en discuter les résultats ;
- Servir de formation, aiguïser le sens critique à travers le sujet de recherche bibliographique sur des controverses dans le domaine des géosciences que nous proposons aux étudiants de DEA ou de MII.

Ce qui me permet d'écrire entre parenthèses qu'entretenir, développer ce sens critique, discuter les modèles pré-établis, toujours revenir au terrain pour validation, était une méthode qui nous était transmise au laboratoire par B. Beudoin, hommage « filial » à Y. Gubler et devenait le leitmotiv de notre démarche intellectuelle.

D – L'enseignement et la formation au service de la recherche

Concomitamment, et comme c'est la tradition à l'Ecole des Mines, j'ai été impliqué dans l'enseignement de la géologie à nos élèves, puis dans la formation d'étudiants.

- Tutorat d'élèves pour leur « Acte d'entreprendre »,
- Enseignement de la géologie stage 1A, puis stage 3A,
- Intervention lors de « Modules d'Intégration Généraliste, MIG »,
- Enseignement de l'usage des diagraphies en géosciences, 3A.
- Tutorat d'élèves lors de leur travail d'option 3A,

J'ai (co)animé des stages ou des excursions en DEA/MII et écoles doctorales, assuré des cours à l'Université portant sur la sédimentologie, la stratigraphie ou la géologie des bassins sédimentaires.

Habilité à diriger des thèses le 28 octobre 1999 par la commission des études doctorales de l'École des Mines de Paris, j'ai assuré la direction de thèse de :

- D. Besson (MRT), 2005,
- P.-Y. Descote (MRT, en cours ; à partir de septembre 2007, codirection avec J.-Y. Reynaud),
- J.-N. Ferry (CIFRE TOTAL, codirecteur avec Th. Mulder, Bordeaux 1), 2003,
- L. Mocochain (MRT, codirecteur avec G. Clauzon et O. Bellier, CEREGE), 2007,
- C. Rigollet (financement TOTAL), 2001.

J'ai suivi la formation post doctorale de :

- J. Bailleul (financement TOTAL), 2005-2006,
- C. Labaune (financement TOTAL, cotuteur avec M. Tesson, Perpignan), 2006-2007.

Avec V. Delhaye-Prat, nous avons co-organisé une conférence de R. Dalrymple à l'EMP pour notre communauté des géologues sédimentaires (2005).

Pour l'industrie, j'ai (co)assuré le suivi de nombreux stagiaires venant de l'université ou d'écoles et (co)animé des formations permanentes (en moyenne 12 participants par session) :

- « Turbidites : des Alpes à la marge africaine » (TOTAL, avec P. Imbert puis J.-L. Rubino) ; 1993 puis 1 session par an depuis 1995 (6 jours).
- « Stratigraphie séquentielle : Concepts de base et application en contexte d'avant-pays » (TOTAL, avec J.-L. Rubino, rejoint en 2001 par M. Bez, V. Marlot, C. Seyve) ; 1 session par an depuis 2000 (6 jours).
- « Clastic injectites from vocontian outcrops », session à la demande (4 jours).
 - ELF, avec G. Friès : Angola Block 17 1999 ;
 - TOTAL, seul ou avec J.-M. Champanhet : Injectites 2000, Dalhia 2001, Alba 2002, Injectites 2004 ;
 - Norsk Hydro, avec O. Martinsen : Grane Peteck Field Trip 2003 ;
 - ChevronTexaco, avec G. Friès : Lianzi 2006 et Tombua Landana 2007 ;
- « Clastic injectites from numidian outcrops » (ChevronTexaco) en 2007 (4 jours).

Enfin, j'ai organisé, seul ou en partenariat, et co-animé plusieurs excursions pour des congrès nationaux ou internationaux :

- 2001, Anatomy of carbonate bodies: Architecture and internal organisation of bioclastic sandbodies infilling incised valley fill complexes in the Miocene Avignon – Carpentras Basins (Parize *et al.*, 2001),
- 2001, Subsurface sediment mobilization : Sand injections in deep marine shale formation in SE France (Parize, 2001 ; Parize & Van Rensbergen, 2007),

- 2002, Strati 2002 : Le Néogène du bassin d'avant-pays rhodano-provençal (Besson *et al.*, 2002 ; Rubino *et al.*, 2007),
- 2005, ASF 2005 : Les systèmes oligo-miocènes carbonatés et clastiques de basse Provence. Des témoins de l'évolution géodynamique de la marge provençale et du bassin d'avant pays alpin (Besson *et al.*, 2005 ; Parize & Rubino, 2007),

Dans le cadre de la préparation de cette Habilitation à Diriger les Recherches, j'ai été ainsi conduit à faire éditer les livrets guides de ces excursions et les publier sous un format pdf®, grâce au support de TOTAL, pour les mettre à la disposition du plus grand nombre sur le site de l'Association des Sédimentologistes Français.

Enfin pour l'UPA et à la demande d'E. Périlleux, P. Thommen et J.-F. Beaux, nous, F. Guillocheau, J.-L. Rubino et moi-même – auxquels s'est joint cette année V. Delhaye-Prat – avons organisé deux sessions *in situ* de sédimentologie et de stratigraphie séquentielle pour former nos collègues des classes préparatoires à cette discipline :

- 1999, La stratigraphie séquentielle : Concepts de base et applications au Miocène rhodanien (Sud-Est de la France),
- 2007, Déchiffrement d'un système sédimentaire : La Formation des Sables de Fontainebleau (Oligocène du Bassin de Paris).

Enseignant et formateur sont deux rôles tout à fait différents. Comme enseignant, nous ne devons donner que le meilleur, parfois abuser des raccourcis pédagogiques ou des raccourcis consensuels, et donner toujours plus pour conserver l'intérêt d'un public qui devient de plus en plus consommateur ! Comme formateur, il faut (savoir) transmettre un savoir-faire avec enthousiasme et sens critique. La différence entre les deux rôles tient à ce que les participants aux formations quelles qu'elles soient, en sont demandeurs et vont devenir des utilisateurs.

Cette double activité d'enseignement et de formation **face à l'affleurement** ne doit pas se faire à sens unique. Un dialogue doit se nouer entre l'enseignant ou l'animateur d'une excursion et son auditoire. Cet échange parfois difficile a toujours été très enrichissant et a fait le développement de la démarche analytique.

Les banales questions des « étrangers-à-la-spécialité », (foreurs, économistes...) ont toujours fait progresser nos idées et ainsi aider à formuler des figures synthétiques. De même les demandes faites par les éditeurs de « Terres Voconces » pour un article sur les boules de grès du Diois et des Baronnie (Parize *et al.*, 2007) ou pour donner un sens géologique à des terroirs obligent à clarifier le discours et les figures sans pour cela les priver de leur validité scientifique (lire également Parize, 2007).

Les stages de formation permanente s'accompagnent de la conception d'un livret à la fois cours et guide. Même pour des stages renouvelés d'une année sur l'autre, **ce livret doit être actualisé tous les ans** pour prendre en compte (i) les remarques et suggestions émises par les stagiaires lors de la synthèse finale, sur les messages, le déroulement... et (ii) en choisissant des analogues dans le domaine patrimonial de l'industriel ou qui pourrait l'être, pour que l'enseignement dispensé soit au plus près de l'actualité de l'entreprise donc des

stagiaires. En retour cette actualité industrielle bénéficie largement aux stages «académiques».

Pourquoi le besoin d'un tel rappel dans un projet de recherche ?

C'est au contact des élèves, des étudiants, des thésards ou des stagiaires que j'ai eu à encadrer que la démarche d'analyse, développée au long de cette première partie, s'est construite peu à peu et s'est ainsi formalisée. Partir du plus simple, très souvent binaire, en allant, selon les besoins et l'intérêt, vers des problématiques d'avantage spécialisées en restant cohérent et sans se contredire est un exercice parfois périlleux. Cette proposition n'a pas l'ambition d'un cours ni d'un traité, juste d'être pour le terrain ce qu'un *quick look* est pour le chantier, un *work flow* pour le chef de projet ou une boîte à outils pour ceux davantage bricoleurs.

Pourquoi insister sur une telle démarche ?

Cette démarche n'est pas mienne par son caractère multidisciplinaire et intégré : son respect de la donnée et du travail d'observation, son souci d'avancer pas à pas en posant une hypothèse puis en la validant fait l'unanimité. Mais les étudiants, les doctorants et les jeunes stagiaires que nous avons eus à suivre, à encadrer, pour la plupart au terme de leur parcours universitaire, possèdent rarement la maîtrise concrète de ces fondamentaux, ne savent fréquemment pas lever une coupe, reconnaître les faciès et les agencer. Il me « semble » passer de plus en plus de temps à transmettre ces acquis et les savoir-faire avant de démarrer l'étude prévue.

Depuis 20 ans, F. Guillocheau a pu largement médiatiser au sein de la communauté universitaire l'enregistrement sédimentaire (sédimentologique et stratigraphique) de la dynamique oscillatoire sous toutes ses formes. J.-L. Rubino n'a pas eu la même chance avec le tidal, très certainement faute d'y être implanté : il est encore fréquent que les dépôts tidaux ne soient confinés qu'aux passes de marée dans les systèmes barrières. Dans le même registre, l'édification des piedmonts fluviaux serait forcément contemporaine de la remontée du niveau de base des rivières (e.g. Hamon, 2001).

L'importance de l'enseignement pour valider et progresser

Lorsqu'ils nous arrivent en MII, les étudiants, ou en thèse, les doctorants ont tous bénéficié d'un enseignement de géologie, théorique et pointu ; quelques-uns d'entre eux ont suivi des stages d'application. Malgré tout cela et quelque soit leur classement et alors qu'ils font preuve d'une aisance déconcertante avec les outils informatiques, ils sont démunis, seuls ou en groupe, lors du passage à l'acte, comme devant l'affleurement : très souvent par leur incapacité à se focaliser sur ce qui doit servir dans leur travail. Cette proximité due à ce tutorat et le souci de leur transmettre un savoir-faire toujours actualisé m'ont conduit à l'emploi de messages simples, à préconiser de petites règles qui reformulent nos fondamentaux et à utiliser les uns après les autres.

- La première d'entre ces règles porte sur le caractère indiscutable de la donnée de terrain :

Le terrain est la base de tout en géologie.

Elle permet de rappeler, si besoin était, que la géologie se résume finalement à deux préoccupations : la première est d'ordre géométrique que cela soit pour la stratigraphie ou la tectonique, la seconde est d'ordre chronologique que cela soit relatif ou absolu (géométrie, paléontologie, isotopes, *etc.*) et que son approche reste sensitive (observation, toucher...).

- La première étape est donc cartographique ou est supportée par un travail préalable de cartographie – reconnaissons que cette discipline est « chronophage » - pour s'approprier l'espace. Il faut reconnaître, suivre et hiérarchiser des surfaces (en toute rigueur l'intersection d'une surface sédimentaire ou structurale avec la surface topographique) comme nous analyserions un profil sismique : la combinaison terrain, sismique, diagraphie comme nous la menons, J.-L. Rubino et moi-même pour les élèves de l'Ecole des Mines à la manière de ce que nous faisons pour les stagiaires TOTAL, est efficace. Ce travail sur les surfaces et les enveloppes est indissociable de celui des remplissages : polarité, faciès, évolution 3D puis processus.

- La seconde étape est celle de la transposition de l'objet ou du groupe d'objets à une échelle acceptable par l'observateur. En effet leur différence d'échelle explique très souvent la difficulté d'observation des corps sédimentaires, leur non-compréhension immédiate. Le recours au dessin est donc fondamental comme objet (i) de mémoire (ii) à une dimension accessible. Il faut montrer qu'un même objet doit être observé selon des angles et des distances variés. Le choix d'un angle de prise de vue et sa représentation graphique la plus rigoureuse possible permettent de progresser rapidement. Même si le changement d'échelle ou la vue dans l'espace d'un objet plus ou moins complexe ne sont pas des gymnastiques immédiates, les étudiants auront appris à s'en servir. Ceci permet d'appréhender facilement l'*upscaling*, du général vers le particulier ; il est suivi lors de l'analyse par un *downscaling*, facilitant la mise en musique, de l'objet comme une brique significative du bassin.

- Cette architecture doit être (i) habillée par du faciès (de dépôt ou diagénétique) et ensuite (ii) replacée dans un contexte morphologique et un cadre chronologique : ces deux points, pourtant distincts, contrôlent la géométrie des dépôts et leurs hétérogénéités.

- Le travail doit se terminer par des « guides de prospection », peu nombreux et simples d'utilisation. La donnée de terrain peut alors servir d'analogie, de guide pour corrélérer des diagraphies, habiller de la sismique.

Cette méthode n'est finalement destinée qu'à faire du modèle géologique, quelle que soit l'échelle, porte d'entrée à toute simulation réservoir. Plus le modèle sera pertinent, plus la simulation sera réaliste, meilleure sera la production contribuant aux résultats de l'entreprise qui continuera de verser des dividendes à ses actionnaires, à embaucher de jeunes diplômés et finalement à poursuivre le financement de travaux de recherche !

Enfin, communiquer, publier, prendre position est un acte essentiel. Il faut établir régulièrement des bilans d'étape que cela soit sous forme de publications ou de rapports industriels. Cela évite notamment à devoir justifier son vocabulaire et sa technique : pourquoi « slump » ? Comment tracez-vous vos isopaques ? Je pourrais trouver plus d'une quarantaine d'exemples de la sorte. La seule différence entre ces deux médias en est les auteurs. Si un rapport est un acte à quelques uns, j'ai toujours souhaité que la liste des auteurs de

publications soit largement ouverte à tous ceux qui y contribuait pour l'enrichir : comme ne pas regrouper les paléontologistes dans une rubrique « remerciements » sous prétexte que l'article ne traite que de stratigraphie ! preuve de l'intégration des disciplines, du métissage des sensibilités pour une même volonté, ce qui, depuis une vingtaine d'années, s'appelle l' « ouverture ».

Cet apprentissage est jalonné de questions, d'étapes difficiles à passer. Ce sont tous ces éléments, organisés et hiérarchisés, qui vont constituer le squelette de la démarche qui sera détaillée pour conclure le premier volet de ce mémoire. Cette partie va s'ouvrir sur un lexique des termes utilisés par la suite et permettant à faire la synthèse des débats afin de clarifier le taillis terminologique.

I. 1 – De l'intérêt d'un lexique

« *Il suffit d'ouvrir quelques livres de géologie pour s'apercevoir que les mots sol, roche, dépôt, formation et terrain, reproduits à chaque page, ne reçoivent pas constamment la même acception, et que chacun de ces mots est très diversement employé non seulement par les différents auteurs, mais aussi par le même géologue* » (Prévost, 1839, p. 340).

L'intégration des disciplines en Géosciences est affichée en toutes occasions. Il apparaît encore trop souvent que les messages retenus par les étudiants, les doctorants au cours de leur formation sont de nature très variée et peuvent être même contradictoires sur certains points : cela correspond davantage à l'appropriation par une discipline des mots d'une autre pour enrichir son propre langage.

Le terme géographique de surface d'érosion correspond à la notion de surface d'aplanissement, c'est-à-dire à la régularisation du relief, par abrasion par les vagues, par pédogenèse donnant une pédiplaine... Depuis 1978 et le volume spécial de *Marine Geology* édité par Cita & Ryan sur les « Messinian erosional surfaces in the Mediterranean » qui s'est traduit par « Surfaces d'érosion messinienne en Méditerranée » au lieu de « Surfaces de **ravinement** messinienne... » e.g. Clauzon (1978), ce terme géographique est désormais employé par de nombreux géologues dans un sens contraire à ce qui devait être.

Depuis 1957 et Kuenen, des sédimentologues admettent qu'un courant de turbidité ou courant turbide équivaut à un écoulement turbiditique donnant par décantation une turbidite. Pour les hydrodynamiciens, il en est tout autrement. « Une eau turbide est une eau trouble de contenir des particules fines en suspension » et « la turbulence une agitation désordonnée d'un écoulement : ce phénomène explique la possibilité du transport solide en suspension ainsi que la trajectoire erratique des particules en suspension » (cf. Degoutte, 2006).

« *The introduction of entirely new « jargon » when old terminology is sufficient, with minor adaptation, is clearly not desirable* » (Posamentier & Allen, 1999, p. 185 ; *nota bene*, on croirait entendre P. Crumeyrolle, cf. *infra*).

Nous devons être sensibles à la nécessité d'un langage commun, *i.e.* respectueux de sa définition, en discutant autour d'affleurements en profitant de nos formations variées et de nos expériences différentes. Pour tous ceux qui traitent des bassins sédimentaires, ce langage commun existe au travers de la stratigraphie séquentielle. Mais loin d'avoir unifié le langage des géologues, la stratigraphie séquentielle, prise comme une fin en soi, a généré des jargons, des confusions, des abus de toute nature, des non-sens, des contresens. Cette première partie sera également l'occasion de revenir aux éléments fondateurs de cet outil d'analyse et d'ouvrir le débat pour certains d'entre eux.

Parfois par souci de simplification pédagogique, nous sommes amenés à des approximations. Même si nous contrôlons ces approximations et les estompons au fur et à mesure de l'enseignement, notre auditoire peut décider de ne retenir qu'un message fragmentaire. Les trois exemples suivants illustrent les questions/débats qui reviennent le plus souvent dans mon champ d'activité :

Chenal : ravinement ou comblement

Tout corps sédimentaire lenticulaire, convexe vers le bas et à surface sommitale plane est appelé chenal. Ainsi il y a confusion entre les processus qui conduisent au ravinement, et ceux qui contribuent au remplissage de cette morphologie en creux. L'autre confusion est relative à la taille de l'objet : quand est ce qu'un chenal devient une vallée ?

Il s'en déduit naturellement qu'un chenal ne peut être d'origine fluviale que comblé par du sédiment fluviale, qu'une vallée incisée par du sédiment fluviale. Un complexe linéaire, convexe à remplissage tidal ne pourrait

traduire qu'un remplissage de tête de canyon remontant sur la plate-forme par érosion régressive et non un comblement d'une vallée fluviale littorale.

Enfin et surtout, cette notion illustre « toute » la différence entre le monde de la sédimentologie (le remplissage du chenal) du monde de la physiographie et de la géomorphologie (le chenal et son ravinement). L'un des objectifs de ce mémoire est de faire considérer un tel objet dans son intégralité (enveloppe et remplissage).

Les transgressions deltaïques

De la même façon, Il faut rappeler que si le fonctionnement d'un delta est assujéti aux variations relatives du niveau de base, le processus d'occupation et d'abandon de tout un secteur par un distribuaire fluviale contrôle, au moins localement, l'architecture du delta (Allen *et al.*, 1979). La combinaison de la compaction/subsidence et la suppression de l'apport sédimentaire (avulsion en amont) fait que les parties abandonnées par les distributaires fluviales sont envahies par la mer, les embouchures y deviennent des estuaires et ces zones peuvent même être le siège d'une érosion transgressive. Ce qui ne correspond pas à la définition de l'estuaire telle que nous allons l'établir plus bas. Nous notons que l'augmentation locale de l'accommodation est associée à une diminution des apports sédimentaires et/ou une accélération de la montée du niveau de base induite dans ce cas par la subsidence « gravitaire », *i.e.* la compaction (*cf.* Posamentier & Allen, 1999, p. 37).

Comblement de bassin *versus* séquence turbiditique

A la suite de la publication de l'article de Mutti & Ricci Lucchi (1972), l'architecture stratigraphique d'un système turbiditique se décrivait comme une séquence négative, du fin vers le grossier. Même si Mutti revoit ce schéma au milieu des années 80, ce modèle reste largement employé.

Les données de subsurface, l'étude d'autres bassins tant en bassin d'avant-fosse ou *foredeep* (*e.g.* Callec, 2001) qu'en marge passive (*e.g.* Imbert & Parize, 1995, 1996 ou Parize & Rubino, 1998, 2000) ainsi que le retour sur les affleurements classiques de la Laga en Italie centrale (Rubino, communication orale) montrent la confusion d'ordre entre le comblement d'un bassin, strato- et granocroissant, et l'architecture d'un système turbiditique qui est toujours strato- et granodécroissante.

I. 1. 1 – Sur la couche et son empilement

« Lorsqu'on parle de matériaux granulaires, dépôt, banc et atterrissement sont relativement synonymes. Le dépôt désigne une action, celle de se déposer, par exemple le dépôt d'un grain. L'atterrissement fait aussi référence à une action, celle d'engraisser la zone de dépôt. Le banc désigne plus le résultat d'une action, c'est-à-dire une forme » et la couche son contenu (Degoutte, 2006).

Les couches sédimentaires, leur empilement et la chronologie de leurs successions

« Nicolai Stenonis de solido intra solidum naturaliter contento dissertationis prodromus » est publié à Florence en 1669. Nous devons ce « prodrome d'une dissertation sur le solide contenu naturellement à l'intérieur d'un solide » à un danois, domicilié en Toscane, après un long séjour parisien, Nicolas Sténon (encore appelé Niels Steesen, Nicolaus Steno ou Stenonius, Niccolo Stenone), sans aucun doute l'un des pères du programme européen Euréka. Ce résumé reprend et développe des thèmes publiés dans son précédent ouvrage (1667) connu comme « *Canis Carchariae* » ou « *Elementorum myologiae specimen, seu musculi descriptio geometrica. Cui accedunt canis carchariae dissectum caput...* » inspiré par la dissection d'un requin et par la similitude entre les dents de ce « chien de mer » et les glossoptères ou « langues de serpents » trouvées en abondance dans les terrains toscans ou maltais.

De la parution et de la diffusion européenne de ces deux ouvrages datent les notions de fossiles, de strates, de sédiments, de discordance, de reconstitutions paléogéographiques ou paléomorphologiques... De larges extraits d'un exemplaire de ce préambule (ré)imprimé

en 1679, seront traduits en français en 1832 par Elie de Beaumont (résumés en **Annexe 4**). Une exégèse complète de cette œuvre sera faite par Ellenberger en 1988 (pp. 232-316, notamment pp. 248-258). Son influence est considérable sur notre science car il est le premier à publier et à diffuser ses idées sur les sédiments, leurs différentes origines, l'origine des montagnes...

- « *Les couches de la terre se rapportent aux sédiments d'un fluide* » (Sténon, 1669, 1679 ; traduit par Elie de Beaumont, 1832, p. 341).
- « *Si on trouve dans une certaine couche des fragments d'une autre couche, ou des parties d'animaux et de plantes, il est certain que cette même couche ne devra pas être associée à celles qui à l'époque de la création se sont déposées au sein du fluide primitif* » » (*Ibid.*, p. 345). De cette certitude, la notion de remaniement.
- « *Si dans une certaine couche on observe des traces de sel marin, des dépouilles d'animaux marins, des planches de navires, une composition semblable à celle du fond de la mer, il est certain que la mer a existé en ce point à une certaine époque, quelle que soit la manière dont elle y est parvenue, soit par une véritable inondation, soit par soulèvement des montagnes.*
Si dans une certaine couche on trouve une grande abondance de joncs, de graminées, de troncs et de branches d'arbres et d'autres objet semblables, on est en droit de soupçonner que ces matières y ont été apportées soit par le débordement d'un fleuve, soit par l'incursion d'un torrent » (*Ibid.*, p. 345-346).
Ce qui est à l'origine de la reconstitution des environnements et des modèles de faciès en se servant des assemblages paléontologiques et en prenant comme référence les temps présents. En définissant « *la matière des couches* » (*Id.*, p. 345), Sténon réalise certainement la première tentative d'organiser les différents types de sédiments en fonction de leur « *matière* » *i.e.* leur faciès, donc des processus « *sédimentaires* », point fort justement souligné par Teichert (1958). A ce sujet, n'ayant pas eu accès directement au prodrome, je ne puis indiquer si Sténon emploie le terme « *facies* ».
- « La position des couches » (*Id.*, p. 347) où sont définis les trois principes fondateurs de la stratigraphie classique, dans leur ordre d'apparition dans l'ouvrage :
 - **Le principe de continuité,**
 - **Le principe de superposition,**
 - **Le principe de l'horizontalité.**

La couche comme unité de base

La caractérisation des unités lithostratigraphiques et leur hiérarchisation sont à la base de l'analyse stratigraphique, que cela soit pour lever des coupes, dessiner un affleurement, dresser une carte, proposer des modèles de faciès ou d'évolution du bassin. Rappelons que l'homogénéité d'une telle unité traduit une histoire géologique commune comme une même nature d'apport sédimentaire ou une même histoire structurale. C'est une très ancienne préoccupation. La référence en la matière est le court article de Campbell (1967) largement cité dans Vail *et al.* (1977), précédé en langue française par l'ouvrage de Lombard (1956).

La couche est le produit d'un épisode de sédimentation et ainsi correspond à une unité génétique : c'est donc l'entité lithostratigraphique élémentaire (Otto, 1938). **Les couches sont toujours séparées par des discontinuités.** Elles sont constituées d'un ou plusieurs lits

séparés les uns des autres par des contacts transitionnels ou francs. Ces lits correspondent aux faisceaux de lamines. Cette distinction entre des lits et des couches est utile notamment dans les systèmes turbiditiques. Le lit serait une entité sédimentologique : l'organisation des lamines et l'architecture de leur faisceau en lit constituent le fond de commerce du sédimentologiste. Les couches s'agencent elles-mêmes en paquets d'ordre supérieur. Aux lits et aux couches, entités lithostratigraphiques, correspondent les bancs, joints et diastèmes, entités morphologiques.

D'accord avec Mutti (1989), la principale difficulté réside dans la reconnaissance des discontinuités limitant les couches. Pour la résoudre, cet auteur propose de distinguer les couches simples des couches composites (faisceau de couches *sensu* Campbell) et les couches homogènes des couches hétérogènes.

Même si la reconnaissance de ces unités lithostratigraphiques reste une fonction du degré de résolution de l'analyse et de la perception de la série sédimentaire à un instant donné, nous avons tenté d'organiser les unités lithostratigraphiques selon les recommandations de Campbell (1967), Mutti (1989) et CFS (Rey *et al.*, 1997). Le groupe apparaîtrait comme l'équivalent d'un cortège sédimentaire d'une séquence (de dépôt) et la succession à partir du terme élémentaire serait de la sorte :

- la lamine ;
- le faisceau de lamines ou le lit s'il s'agit d'une entité sédimentologique ; le banc s'il s'agit d'une entité morphologique ;
- la couche *i.e.* l'élément stratigraphique de base ou le banc s'il s'agit d'une entité morphologique ;
- le faisceau de couches dont l'ensemble peut correspondre à une assise ;
- Le membre ;
- La formation ;
- Le groupe.

L'emploi systématique d'une telle nomenclature s'apparenterait à du jargon si l'avoir à l'esprit ne permettait pas la hiérarchisation des objets et de les habiller raisonnablement avec du faciès donc selon des processus et de l'environnement. Leur usage a ainsi été nécessaire pour l'analyse du bassin miocène rhodano-provençal BMRP où il existait une très ancienne connaissance (Fontannes, 1875-1892 ; Depéret, 1892, 1893, 1895 ; Collot, 1878, 1912 ; Combaluzier, 1932 ; Demarcq, 1959, 1962-1970...).

La couche est donc caractérisée par son faciès.

Les couches détritiques ont enregistré les conditions hydrodynamiques (immédiatement avant leur immobilisation) et le restituent par leur faciès dit détritique. Ce faciès se décrit à l'aide de la texture et de la structure de la couche³ :

- La texture ou la fabrique d'une couche correspond à la taille des grains ou des particules et à leur agencement entre eux : texture conglomératique (*e.g.* Strakhov, 1957, t. 1, fig. 19 ; Conybeare & Crook, 1968 ; Lombard, 1972, p. 147 ; Harms *et al.*, 1982, fig. 6-1 & 6-2 ; Guillocheau, 1992 ; Sempéré, 1981).
- La structure d'une couche est donnée par l'organisation des lamines c'est-à-dire le regroupement de grains : les rides, les lits plans, obliques... qui sont quelquefois appelées stratifications, incluant les perturbations liées à l'activité des organismes (ichnotraces).

³ Merci à J.-Y. Reynaud pour son aide à formaliser ces notions toute simples.

L'observation de processus actuels et leur analyse ou les expériences en bassin ont permis d'associer très précisément ce faciès détritique à une figure sédimentaire caractéristique dans le plan du dépôt, de la trace laissée par un processus hydrodynamique ou biologique sur le fond. Dans une succession de couches, la prise en compte de ce faciès permet de suivre des évolutions à énergie croissante, décroissante...

Transgression et régression, une « vieille » évidence

Les couches et leur succession établie, l'étape suivante fut de reconnaître une organisation au sein de ces empilements et de proposer un modèle génétique pour le cycle sédimentaire ainsi reconnu. C'est l'œuvre de Lavoisier (1789) : la succession de « bancs pélagiens » et de « bancs littoraux » (Fig. 3) lui suggère des mouvements lents de la mer (Fig. 4). Sa clairvoyance ne sera pas partagée par ses contemporains et leurs suivants : enchaînement de faciès, puis séquence de faciès et enfin variation relative du niveau marin vont mettre du temps à s'imposer. Merci à J.-Y. Reynaud qui a pu obtenir au MNHN une copie des magnifiques planches de ce mémoire introuvable (introuvable car pas en dépôt dans notre bibliothèque !).

Les « mouvements de la mer », « déplacements des lignes de rivage », « oscillations du niveau des mers » (e.g. : Maillet, 1755 ; Lavoisier, 1789 ; Prévost, 1837 ; Gressly, 1838 ; Haug, 1900 ; Grabau, 1906 ; Gignoux, 1925 ; Lombard, 1956 ; Trévisan, 1959 ...) sont une des premières préoccupations des géologues sédimentaires et à la base de la **Paléogéographie**. Les termes de **transgression** et **régression** désignent le déplacement du rivage respectivement vers le continent ou vers le large, autrement dit l'ennoiement d'une région précédemment émergée ou le retrait de la mer d'une région alors exondée (Fig. 5).

Intuitivement (Actualisme ?) les géologues admettent que des terres émergées sont plus sujettes à l'érosion et au ravinement qu'à l'alluvionnement (Fig. 6) : une **période d'émergence** se traduit donc par une **lacune de l'enregistrement sédimentaire** (e.g. Gignoux, 1936, p. 21). Il s'agit d'un gap temporel souligné par une **surface de discordance** (e.g. de Lapparent, 1883). Wheeler (1958) a précisé qu'une lacune correspondait à la fois à une **troncature d'érosion** (*erosional vacuity*) et à un **hiatus** i.e. un **non-dépôt** (Fig. 7). La discordance telle que définie correspond strictement à l'*unconformity*, i.e. la surface représentant un intervalle de temps d'exposition aérienne et son équivalence sous-aquatique (cf. Cramez, 1990 ; Posamentier & Allen, 1999).

Sur un profil terre – mer, la discordance est quasi-synchrone. Elle peut être considérée comme un instantané temporel à valeur régionale à condition de ne pas oublier que ce synchronisme implique que la variation de NMR soit constante régionalement. Très souvent le taux de subsidence évolue latéralement le long de la marge (Fig. 8), donc celui du NMR et induit du diachronisme (e.g. Posamentier & Allen, 1999, fig. 2.28).

Grabau (1906) désigne (i) l'extension d'une formation au-delà des limites de la formation sous-jacente par le terme d'*overlap* traduit par transgression et (ii) la régression par les termes d'*offlap* ou de *regressive-overlap*. Ces termes sont repris sans modification de sens par les stratigraphes d'Exxon :

- L'*onlap* ou **biseau d'aggradation** (Cramez, 1990, D10) est la somme d'une composante verticale, l'**aggradation** et d'une composante horizontale, l'**empiètement**.
- L'*offlap* ou **biseau de progradation** (Cramez, 1990).

Il est coutume de distinguer *proximal, coastal, marine, apparent onlaps*. Je souhaite cependant insister sur les terminaisons de corps sédimentaires dans des morphologies érosives souvent confondus avec une surface en *onlap*. Certains exemples dans les Grès d'Annot en sont une idéale illustration (Fig. 9). Plus qu'un simple débat sémantique, la surface enveloppe de corps gréseux lenticulaires ne doit pas être appelée *onlap* notamment parce qu'entre cette surface et la morphologie préexistante, il y a des argilites qui constituent un **véritable joint dépositionnel**.

Dans la suite de ce mémoire, la notion de régression et transgression renvoie à cette définition, prise chez Posamentier & Allen (1999) :

« Regression and transgression merely describe the seaward and landward migration direction of the shoreline, respectively, and have no connotation regarding internal architecture. When sedimentation in the form of shoreface or deltaic accretion or outbuilding accompanies regression, then progradation is said to occur. Note that the terms regression and progradation are not synonymous: regression describes the migration direction of the shoreline, and progradation describes the internal architecture of the stratigraphic unit. Regression can occur without progradation (during period of forced regression), although progradation cannot occur without regression» (p. 186).

Cette notion est donc complètement distincte de celle de progradation et de rétrogradation, qui définit une architecture sédimentaire. Leur parallélisme sera à l'origine de débat et polémiques (cf. *infra*).

Rutot (1883 ; *in* Lombard, 1956) est l'un des premiers à proposer que l'invasion par la mer d'un territoire émergé résulte d'un enfoncement du continent ou de l'élévation du niveau de la mer. En définissant la régression par remplissage, Lombard (1956, p. 431) introduit l'apport sédimentaire :

« On peut également concevoir qu'une régression, surtout si elle a un caractère mineur, soit due à une autre raison. Sears et al. (1941) suppose que les régressions du Crétacé du Nouveau Mexique ont pour origine un processus de remplissage d'un bassin. Elles se sont produites lorsque l'enfoncement s'est ralenti et que l'apport en sédiments a été suffisant pour obliger la mer à se retirer. Il s'agit bien là d'un remplissage de dépression. Dans le détail, on voit, dans les dépôts régressifs, de nombreuses superpositions de boues fines recouvertes de sables épais, sans surface d'érosion intermédiaire. Des argiles passent très progressivement à des grès de régression, épais et uniformes. La subsidence se poursuit et l'on voit des formations à charbons s'étaler sur ces grès à mesure qu'ils s'étendent vers le large. La tendance générale reste cependant à l'enfoncement et les mouvements de trans- et de régression se poursuivent dans le même style lithologique ».

La notion de faciès selon Prévost (1827, 1839), Gressly (1838), Walther (1894)

Le synchronisme de sédiments de faciès différents qui s'enchaînent les uns aux autres peut être traité de différentes manières. L'analyse stratigraphique du remplissage cénozoïque

du BMRP et le débat autour du faciès Schlier (cf. Besson, 2005 et Besson *et al.*, 2005) en sont des illustrations et justifient ce retour aux textes fondateurs.

La loi de corrélation de faciès réglant la répartition et les enchaînements verticaux *versus* horizontaux des faciès (**Fig. 10**) est classiquement attribué à Walther (1893-1894 : un paragraphe de sept lignes dans un ouvrage de 1055 pages sans figure aucune). Quelques auteurs rappellent l'antériorité de Golovinsky (1868) : *e.g.* Vassoevich (1951), Lombard (1956), Yapaudjian (1972), Middleton (1973). Plus régulièrement des auteurs mettent en exergue le rôle fondateur de Prévost (1827, 1835, 1837) ou de Gressly (1838), comme respectivement :

- Gosselet (1896), Teichert (1958) et la tribune d'Aubouin (1960) lui faisant écho, dans une moindre part Wegmann (1963)...
- Renevier (1884 ; merci à R. Wernli), Haug (1900), Teichert (1958) et toujours la tribune d'Aubouin (1960) lui faisant écho, Reading (1978), Cross & Homewood (1997), Homewood *et al.* (2000), dans une moindre part Lombard (1956, p. 417), Klenova (1959), Wegmann (1963)...

Seuls Gohau (1987, p. 144) et Ellenberger (1994, p. 54), en tant qu'épistémologistes, mentionnent la contribution essentielle de Lavoisier (1789). Ce mémoire n'a pas vocation à vouloir médiatiser **Gressly, Lavoisier et Prévost ou Fabre et Surell**, à l'instar du succès acquis par le « Plan Wadati – Benioff », *e.g.* Frohlich (1987), mais plus nombreux nous sommes à en parler, plus grande sera la chance à ce qu'ils trouvent une place de choix dans **notre Panthéon**.

Prévost est sans aucun doute le premier – sauf à faire remonter cette démarche à Sténon, Maillet ou à Lavoisier, *cf. supra* – à avoir analysé les sédiments selon le processus prévalant lors leur dépôt dans un paysage affecté par la variation du niveau marin (1827 in 1835 ; **Annexe 2**). Son amitié avec Lyell date de 1823 (Wegmann, 1963, p. 88). Comme ce dernier, il prêche pour l'Actualisme qu'inspire son « Essai sur la formation des terrains des environs de Paris » basé sur la transposition de l'observation et de l'analyse des phénomènes géologiques du littoral du « canal de la Manche » au bassin parisien (1827). Il ne cesse de formaliser les relations entre les objets sédimentaires et leur contenant **en distinguant les « terrains » successifs des « formations » synchrones**, en opposition au dogme wernerien (*cf.* : Prévost, 1839, p. 341 ; Prévost, 1841, p. 163 ; Haug, 1900, p. 542).

« Après avoir étudié, au moyen d'expérience et d'observations, les différentes circonstances sous lesquelles des dépôts peuvent être formés par les eaux, j'ai reconnu que la plupart de ces circonstances impriment aux produits formés sous leur influence des modifications distinctes et constantes, et que par conséquent on peut espérer de rencontrer dans chacune des couches dont se composent les sédiments, des caractères saillants propres à révéler non seulement l'origine, mais les accidents particuliers de la formation de chaque couche » (Prévost, 1827, p. 94 ; *cf.* **Annexe 2**).

« Si l'on parvient en suivant cette marche à répartir dans des classes distinctes les sédiments marins, les sédiments lacustres et les sédiments fluviatiles, on pourra encore dans chacune de ces classes former des sous-divisions fondées sur des caractères physiques de second ordre qui seront relatifs aux diverses circonstances particulières qui auront influé sur ces caractères. Ainsi, les sédiments fluviatiles pourront différer selon qu'ils auront été déposés près ou loin de la source du fleuve, sur son cours ou à son

embouchure, selon que les eaux de celui-ci étaient rapides ou lentes, qu'elles traversaient des terrains de telle ou telle nature, etc., etc.,... » (Id., p. 98).

« Les formations sont le résultat de causes contemporaines et synchroniques ; les terrains constituent une série nécessairement chronologique et successive » (Prévost, 1845, p. 368 ; cf. 1839, p. 343).

C'est en toute discrétion que le terme *faciès* apparaît au Bulletin de la Société géologique de France en 1837, sous la plume de Roys :

« Les fossiles et la nature minéralogique des roches qui les composent ne peuvent offrir aucune certitude. Cependant il existe, dans la manière d'être générale d'une couche, un certain faciès qu'on ne peut décrire, mais dont l'habitude s'acquiert bientôt » (séance du 20 novembre 1837, p. 43).

Gressly (1838 : cf. fac-similé in Wegmann, 1963 ou sa traduction anglaise par Cross & Homewood, 1997) crée le terme de « faciès » levant dès lors l'ambiguïté d'usage de « formation » *sensu* Prévost et pose les lois de leur répartition et de leur enchaînement verticaux *versus* horizontaux :

« Au lieu de me contenter d'un certain nombre de coupes verticales prises comme types descriptifs, j'ai poursuivi chaque terrain dans son étendue horizontale, aussi loin que possible, afin d'en étudier toutes les modifications. Je suis parvenu, de cette manière, à reconnaître, dans la dimension horizontale de chaque terrain, des modifications diverses, bien déterminées, qui offrent des particularités constantes dans leur constitution pétrographique aussi bien que dans les caractères paléontologiques de l'ensemble de leur fossiles, et qui sont assujetties à des lois propres et peu variables... (j'appelle ces) ensembles de modifications... faciès ou aspect de terrain » (p. 11).

« Il nous reste à jeter un coup-d'œil sur les lois qui servent de base (aux principaux faciès qui règnent dans nos terrains jurassiques), et qui régissent leur distribution, soit dans le sens verticale, soit dans le sens horizontale... Il (en) résulte :

... cette première loi :

Que chaque faciès d'un terrain quelconque présente des caractères, soit pétrographiques et géognostiques, soit paléontologiques propres, bien distincts, qui sont en opposition directe avec les caractères qu'on suppose généralement au terrain avec les caractères des autres faciès du même niveau géologique » (p. 20).

« ... une seconde loi... :

Les faciès de même nature pétrographique et géognostique affectent, dans les différents terrains, des caractères paléontologiques très analogues et se succèdent même généralement à travers une série plus ou moins nombreuse de terrains superposés les uns aux autres » (p. 21).

« ... La distribution des faciès, soit dans le sens horizontal, soit dans le sens vertical, est soumise encore à d'autres lois non moins importantes.

Tantôt les divers faciès se limitent brusquement, dans le sens horizontal, tantôt il passe l'un à l'autre par des variétés intermédiaires, à caractères vacillants, mal prononcés, et par l'effet des charriages qui mélangent les produits des divers faciès et rendent ainsi les recherches très difficiles » (p. 22).

Selon les précurseurs – Sténon ?, Lavoisier – et ses inventeurs – Prévost ou Gressly – **la notion de faciès est indissociable de celle de son enchaînement vertical/horizontal.**

Les règles d'érosion, transport et sédimentation sensu Surell (1841)

Le sédiment est arraché au relief et apporté jusqu'à l'océan par les rivières. Cette évidence nous conduit à ne pas séparer la stratigraphie continentale de la stratigraphie marine. Le lien entre les deux est le profil en long des rivières et leur niveau de base. Ces deux notions ont été traitées empiriquement par les ingénieurs hydrauliques italiens en charge de l'aménagement des eaux dans la plaine du Pô tout au long du 17^{ème} et du 18^{ème} siècle (e.g. Baulig, 1925). L' « Essai sur la théorie des torrents et des rivières » de Fabre (An VI, 1797 ; **Annexe 1**) est l'aboutissement de cette phase d'étude des cours d'eau :

« La courbe du lit sera asymptotique, car pour que la pente devînt nulle, il faudrait que la résistance devînt nulle, ou le volume infini, ce qui ne se peut » (Fabre, 1797, p. 79 ; propos notamment rapportés par Baulig, 1950, p. 52).

« La pente diminuera en aval du confluent de deux rivières... la pente d'une rivière augmentera à l'issue du confluent d'un torrent » (Ibid., p. 124 ; des concepts que Dausse reprendra).

« Lorsque le lit se prolonge dans la mer, le fond en amont doit s'exhausser » (Ibid., p. 117 ; illustration *infra* : Elie de Beaumont, 1845).

Baulig (1925, 1950) reprend et complète ces règles *sensu* « aphorismes » selon Surell ou Baulig, comme :

« S'il est vrai qu'un profil d'équilibre parfaitement régulier est asymptotique à une horizontale, il est évidemment contradictoire de considérer cette asymptote comme une tangente et de la confondre avec le niveau de base (...) Leur (des rivières côtières, des fleuves...) profil d'équilibre est donc sécant par rapport au niveau de base » (Baulig, 1925, p. 59).

« Si le profil était tangent au niveau de la mer, un relèvement de ce niveau le rendrait sécant ; et pour rétablir la tangence, le rivière devrait s'encaisser. Or la variation du niveau de base ne change évidemment rien aux conditions d'équilibre de la portion subsistante de la rivière (...).

Lorsque la marée intervient (...) on comprend que les estuaires soient aménagés essentiellement par le courant de marée – sauf peut-être en temps de crue – et que les profils fluvio-marins soient beaucoup plus aplatis que les profils exclusivement fluviaux de l'amont » (Baulig, 1950, p. 59 ; cf. *infra* la notion de ligne de baie).

Ayant connaissance des travaux de Fabre (1797), en y faisant référence, A. Surell, également ingénieur des Ponts et Chaussées, reprend l'étude des torrents en 1838 en vue d'établir « des moyens à opposer aux torrents » et à leurs actions catastrophiques lors de leurs déjections. Il définit des règles, établit des guides géométriques, justifiés par des calculs physiques (reportés dans les notes en fin d'ouvrage pour ne pas alourdir sa lecture !). Comme sa lecture peut l'attester (**Annexe 3**), **il devient le premier** à (i) introduire l'hydrodynamisme en sédimentologie, (ii) décrire les systèmes fluviaux en tant que systèmes géomorphologiques intégrés et (iii) formaliser leur fonctionnement d'amont en aval et ce quelle que soit l'échelle d'observation (**Fig. 11**). **Les principes qu'il en tire, constituent les bases modernes, à la fois, de la sédimentologie et de la géomorphologie.**

- L'organisation tripartite des systèmes fluviaux en 3 parties successives aux processus hydrodynamiques distincts : « le bassin de réception (p. 14)... caractérisé par l'affouillement... Le canal d'écoulement (p. 16)... Le lit de déjection (p. 16) où se fait le dépôt et caractérisé par l'exhaussement du lit... Les deltas sont de véritables lits de déjections, sur lesquels les fleuves divaguent, de même que les torrents (p. 22)... », à l'échelle du torrent, de la rivière, du fleuve.
- Le profil longitudinal des lits de déjection : « 1° Le profil longitudinal du lit forme une courbe continue, convexe vers le centre de la terre (...); 2° La variation des pentes est plus rapide vers le haut que vers le bas; 3° L'inclinaison des pentes varie avec la nature des dépôts » (p. 18).
- Le profil longitudinal des torrents et des rivières : « On peut pousser le nivellement, aussi haut que possible, vers la source du torrent et relever sa courbe toute entière : les mêmes lois s'y retrouvent toujours. (...) Le lit des cours d'eau forme une courbe, convexe vers le centre de la terre, et augmentant graduellement de courbure, de l'aval à l'amont » (p. 20). « L'eau coule dans le lit d'un torrent d'après les mêmes lois que dans le lit des plus grandes rivières » (p. 21).
- La pente limite : « La continuité de la courbe n'est pas brisée dans ce passage (entre le secteur amont en affouillement et le secteur aval en exhaussement) et les pentes des déjections se raccordent tangentiellement avec celle de la gorge... L'exhaussement se trouve déjà comme tout accompli... Nous la nommerons la pente limite » (p. 22). Remarquons que cette pente n'est définie par Surell qu'à l'échelle d'une vie humaine.
- Les conditions de dépôt du lit de déjection : « Deux causes font qu'un torrent dépose des matières dans son lit et qu'il l'exhausse : 1° l'élargissement de section; 2° la diminution de pente » (p. 24). Nous verrons que cette règle fournit une explication probante à la localisation des dépôts turbiditiques apto-albiennes vocontiennes.
- Le niveau de base *sensu* Powell (1875) : la rivière dans laquelle débouche le torrent fournit à celui-ci « une sorte de repère stable, tandis que les autres parties de son lit subissent de continues variations dans leur hauteur » (p. 28).
- La loi d'érosion régressive : Comme c'est vers le bas qu'il y a le maximum d'eau, de charge et que la puissance érosive est la plus grande, c'est du bas que commence l'affouillement pour remonter le lit : c'est du confluent avec la rivière que « la pente limite remonte peu à peu vers la gorge » (p. 75).
- L'évolution stadiaire des torrents : « On peut diviser l'action des torrents en trois périodes correspondant à trois âges... la création de la courbe du lit... le cours n'est pas encore fixé... l'établissement d'un régime stable ».

Ces règles sont publiées en 1841 (**Annexe 3**) par Surell puis rééditées en 1872 par Surell et Sézanne. Toujours d'actualité, elles sont à la base de tous les travaux plus récents. Elles constituent la plupart des « key « first principles » relevant to sequence stratigraphy » (**Fig. 12**) inventoriés par Posamentier & Allen (1999, p. 1, tabl. 1.1) et trop souvent attribués à des auteurs anglo-saxons ayant publiés plus tardivement.

« Il faut rappeler qu'un dépôt est un phénomène **localisé**, comme dans un coude du lit mineur, que l'exhaussement ou l'aggradation, qu'il soit régressif ou progressif, est un phénomène **généralisé** (à un tronçon de rivière)... Une rivière en phase d'exhaussement peut être localement l'objet d'érosions, c'est en moyenne qu'elle s'exhausse. De manière symétrique, l'érosion (dans un coude) est **localisée**, l'incision (i.e. érosion régressive et érosion progressive) est **généralisée**. Une rivière en phase d'incision peut être l'objet de dépôts locaux » (Degoutte, 2006 ; en gras par mes soins).

La surélévation du lit, ou *aggradation*, va de pair avec l'exhaussement du fond ; l'enfoncement du lit, ou *degradation*, va de pair avec l'érosion du fond. L'érosion peut être progressive, vers l'aval, pour répondre à un déficit en matériaux solides comme piégés par un barrage, un boisement... ou régressive, vers l'amont, liée à un enfoncement provoqué par la coupure d'un méandre, la destruction d'un seuil... Quel que soit son sens, l'érosion peut être qualifiée d'incision (d'après Degoutte, communication orale, 2007).

L'activité des torrents, étudiés par A. Surell, est effectivement spasmodique. Ce sont Cunit (1855), Gilbert (1877) puis Dausse (1872) qui formalisent que **la physiographie du lit et le profil en long des rivières et fleuves sont essentiellement l'œuvre des grandes crues** et que le profil d'équilibre s'établit en fonction des plus hautes eaux (Baulig, 1925, p. 53 & 59).

Sachons « *qu'au cours d'une crue, le lit alluvial s'abaisse d'au moins autant au-dessous de l'étiage (...) que le niveau d'eau s'élève au-dessus* » (Baulig, 1950, p. 60 : note Ab). L'enregistrement par Lenthéric (1892) de la grande crue du Rhône de 1856 en est une très belle illustration (**Fig. 13**). Constatons tant qu'à l'amont (vers la source) qu'à l'aval (embouchure), l'amplitude de la crue est nulle. Enfin Baulig (1950) rappelle qu' « *un profil d'équilibre réel est toujours provisoire ; il n'est jamais définitif ni final* » (p. 57 : note O) et que « *le profil réel pourra se trouver soit au-dessus, soit en dessous de son profil d'équilibre futur* » (p. 58 : note Q).

Le profil d'équilibre est donc dynamique.

L'organisation des strates et des faciès selon Fayol (1881, 1886) et Walther (1894)

L'importance conceptuelle **et** appliquée de l'enchaînement horizontal des faciès est définitive après les observations et les expériences de Fayol (1881a, b, c, d, 1886). C'est l'aboutissement de la réflexion entreprise depuis la notion de faciès et la loi de Prévost (1827, 1839) – Gressly (1838) et l'établissement des règles d'érosion, transport et sédimentation *sensu* Surell (1841).

Des observations (Fayol, 1881a) :

« *Le bassin houiller de Commentry présente, dans son ensemble comme dans ses détails, de nombreuses particularités qui ne peuvent s'expliquer d'une manière plausible par la théorie généralement admise de « l'horizontalité primitive des dépôts avec affaissements successifs du sol »* » (p. 1172).

« *A l'est, on rencontre une couche, d'abord très mince, qui se renfle peu à peu, et de laquelle se détachent successivement un grand nombre de ramifications, dont huit constituent à l'ouest des couches exploitables* » (p. 1173).

« La réunion des huit couches implique la disparition de tous les bancs intercalés. Cette disparition est graduelle et ordinairement accompagnée d'un changement dans la nature des bancs... Le changement de nature des bancs est un fait général à Commentry » (p. 1174).

« Ces divers faits, qui paraissent singuliers et que l'on ne peut expliquer d'une manière plausible par la théorie régnante de « l'horizontalité primitive des dépôts avec affaissements successifs du sol », paraissent naturels, au contraire, et s'expliquent facilement si l'on admet que tous les matériaux qui constituent le terrain houiller de Commentry ont été charriés par les eaux et déposés dans un lac profond pendant une période géologique tranquille » (p. 1175).

Des expériences (**Fig. 14**), la contribution de l'analogie, tout en prenant en compte le dimensionnement, les conditions aux limites et l'influence relative de différents paramètres (Fayol, 1881b) :

« Le terrain houiller de Commentry étant d'origine lacustre, il était naturel de rechercher son mode de formation dans les dépôts lacustres actuels. Mais on n'a que des renseignements fort incomplets sur ces dépôts, soit parce qu'il est difficile de les étudier, soit parce qu'ils sont nombreux et variés : on rencontre, en effet tous les intermédiaires possible entre le plus petit bassin alimenté par un simple filet d'eau et les mers qui reçoivent de grands fleuves. Pour étudier les lois qui président à la formation lacustre, j'ai fait les expériences suivantes :

Un bassin à niveau constant reçoit un cours d'eau dans lequel on a jeté les matières qui doivent constituer le dépôt. Ces matières sont des galets, du sable, de l'argile, des végétaux, etc. : les végétaux ont subi une émergence préalable assez longue pour qu'ils s'enfoncent immédiatement dans l'eau tranquille » (p. 1296).

« Dans l'eau dormante, les sédiments forment un delta qui se compose de deux parties : l'une extérieure, déposée par le cours d'eau sur son lit ou sur ces rives, hors du bassin ; l'autre, immergée. La partie extérieure, qu'on peut appeler fluviatile s'épaissit par couches à peu près horizontales et s'étend à mesure que progresse le delta. Quant à la partie immergée, qui est généralement de beaucoup la plus importante, voici comment elle se constitue :

Arrivés au bord du bassin, les éléments denses et grossiers tombent les uns sur les autres en prenant une forte inclinaison, qui peut s'élever jusqu'à 40° ; les éléments plus ténus ou plus légers vont plus loin avec une pente de plus en plus faible. A mesure que l'on s'éloigne de l'embouchure du cours d'eau, le dépôt est moins incliné et les éléments grossiers font place aux sables plus fins, puis à l'argile et aux végétaux.

L'ensemble du dépôt se compose de bancs distincts, nettement stratifiés. Cela tient surtout à la mobilité du courant, qui se divise ou se déplace constamment ; à chaque déplacement, des particules ténues ou des végétaux prennent la place d'éléments grossiers, ou réciproquement, et les strates s'accroissent » (p. 1297).

« A mesure que le delta s'étend, la partie supérieure du dépôt vient charger les couches inférieures composées d'argiles plastiques et de végétaux incomplètement tassés. Il en résulte des déformations variées : glissements, étirements, ondulations, brouillage, rupture de bancs, etc. Le dépôt se continuant toujours, les parties déformées sont ensuite recouvertes de bancs qui ne portent aucune trace d'accidents.

Tels sont les principaux caractères des dépôts en eaux tranquilles.

On peut reproduire ainsi, artificiellement, la série complète des dépôts lacustres que présente la nature, et qui se relie d'un côté au dépôts fluviaux, de l'autre aux formations marines » (p. 1298).

La notion de faciès court donc des premiers ruissellements aux ultimes décantations sous-aquatiques telle que Prévost (1827, 1835 : *cf. supra*) l'avait pressenti en observant les effets des « causes actuelles » et se renouvelle continûment. Partant du constat établi par Gressly (1838 : *cf. supra*), Renevier (1884) n'écrit pas autre chose :

« Les faciès sont donc, en définitive, les différentes sortes de formations, sédimentaires ou autres, qui peuvent s'être produites simultanément, à un moment quelconque des temps géologiques, comme cela se passe encore au temps actuel. On dit les divers faciès d'un terrain, comme on dirait les diverses formations des temps modernes » (Rennevier, 1884).

Walther (1894) résume tout cela dans ses « *Observations sur la formation des roches et de leurs inclusions organiques* » :

« Im Raume bilden sich die verschiedenen Ablagerungen desselben Faciesbezirkes und ebenso die Summe der Gesteine der verschiedenen Faciesbezirke nebeneinander – in dem profil der Erdrinde sehen wir sie übereinander liegen. Wie bei den Lebensbezirken ist es ein Grundsatz von weittragender Bedeutung, dass primär sich nur solche Facies und Faciesbezirke geologisch überlagern können, die in der Gegenwart nebeneinander zu beobachten sind⁴ » (p. 979 ; merci à J. Schleifer).

« The various deposits of the same facies-area and similarly the sum of the rocks of different facies-areas are formed beside each other in space, though in a cross-section we see them lying on top of each other. As with biotopes, it is a basic statement of far-reaching significance that only those facies and facies-areas can be observed beside each other at the present time » (traduit in Middleton, 1973, p. 982).

Plus encore, cette notion formalisée par Walther (1894) est une étape essentielle dans le débat entre **stratigraphes statiques** *i.e.* « empileurs » et **stratigraphes dynamiques** *i.e.* sédimentologistes, illustrés par l'affrontement entre Elie de Beaumont et consorts d'un côté (des Catastrophistes) et Prévost puis Fayol de l'autre (des Actualistes *sensu lato*).

⁴ Que Sempéré (1981, p. 49) a traduit de la sorte : « Seuls peuvent se superposer géologiquement les faciès et domaines de faciès que l'on observe côte à côte dans l'actuel ».

L'enchaînement des faciès est à la base de la notion de séquence *sensu* Lombard (1956) en enregistrant en un point une tendance régressive ou transgressive c'est-à-dire l'émersion ou l'ennoiement du continent par la mer en ce point.

Les diagrammes de substitution de faciès (**Fig. 15**) apparaissent comme un mode de représentation de cette loi de corrélation des faciès et les modèles de faciès ou *facies models* comme l'évolution la plus aboutie. **Ces modèles de faciès encore appelés séquences paysage** ont une grande qualité : fournir des images probantes pour les ingénieurs réservoirs. Ils ont cependant un gros défaut : ils **n'ont pas de signification stratigraphique**, autrement dit ils sont établis en fonction de processus de transport/dépôt et non en fonction du temps.

La loi de corrélation des faciès telle qu'elle vient d'être rappelée, présente deux implications :

- Des sédiments de même faciès ne sont pas nécessairement contemporains. Evitons donc les corrélations lithostratigraphiques (sauf dans le cas de couches hémipélagiques ou pélagiques !)
- Si l'enchaînement des faciès n'est pas continu ou régulier, la juxtaposition de deux faciès ne représente pas le voisinage des environnements. Nous pouvons y ajouter qu'une rupture dans cet enchaînement témoigne d'une discontinuité qui sera toujours de nature allocyclique : « *downward shift in costal onlap indicates rapid fall* » (Vail *et al.*, 1977, fig. 8). Ce point essentiel est à l'origine de la notion de régression forcée (*e.g.* Posamentier & Allen, 1990... : *cf. infra*).

A moins de penser que les grandes plates-formes paléozoïques présenteraient leur propre comportement stratigraphique au regard d'une physiographie particulière provoquant l'amortissement rapide des trains de houles, la variabilité de la succession de faciès de tempête du Dévonien de Bretagne (Guillocheau, 1990 et 1991) serait un excellent exemple pour illustrer le concept de régression forcée (**Fig. 16**).

Les analyses de la série apto-albienne du domaine vocontien ou de celle miocène du BMRP fourniront, je l'espère, des exemples circonstanciés et une réelle « publicité » comparative entre stratigraphie statique « Sténon » et stratigraphie dynamique « Fayol ».

I. 1. 2 – La stratigraphie séquentielle : l'alliance du faciès (terrain) et de la sismique

« La stratigraphie séquentielle a révolutionné notre analyse des séries sédimentaires. C'est un outil qui permet de comprendre, de quantifier et de prédire la géométrie du remplissage d'un bassin sédimentaire selon la variation des trois seuls paramètres que sont la tectonique (subsidence ou surrection), l'eustatisme et le flux sédimentaire. C'est aussi un outil qui permet de quantifier les échelles de temps et d'espace des contrôles tectoniques (déformation de la lithosphère) et du climat (au travers du glacio-eustatisme et du flux sédimentaire). Par rapport aux approches stratigraphiques pratiquées antérieurement aux années 80 – que nous qualifierons de conventionnelles – et dont l'objectif était des descriptions lithologiques (lithostratigraphie) et des datations (bio-, magnéto-, chimio- et chronostratigraphie), la stratigraphie séquentielle s'est attachée à comprendre et clarifier les relations espace-temps dans les sédiments

(biseaux, lacunes, volumes...). Une analyse stratigraphique séquentielle d'un bassin sédimentaire suppose au préalable une caractérisation des milieux de sédimentation (sédimentologie de faciès) et d'excellentes contraintes chronologiques (datation ou autres : e.g. biostratigraphie) » (Guillocheau et al., 1999).

Sans aucun doute la stratigraphie séquentielle, telle que nous la pratiquons, nous vient de Lavoisier (1789 : cf. **Fig. 4**) : faciès, enchaînement de faciès et mouvements lents de la mer.

Disciplines jeunes et riches, c'est au début des années 80 que (i) la **stratigraphie** s'est renouvelée par l'apport du sens temporel de la réponse sismique (Payton *et al.*, 1977) donnant une seconde jeunesse aux approches séquentielles fondées sur la lithologie et l'environnement (Lombard, 1956, 1972) et (ii) la **sédimentologie** s'est émancipée de son carcan (*sensu* écrin abusif) pétrographique (granulométrie parfois au pied à coulisse, forme et aspect des grains...) par l'analyse de faciès (Visser, Dott et Bourgeois... 1980). Menée sur des objets et des chantiers différents, cette croissance s'est accompagnée d'un foisonnement des idées et du développement de leur propre terminologie qui ont forcément abouti à des guerres de pratique, sans remettre en question les fondamentaux conceptuels.

Le Comité français de Stratigraphie a actualisé le lexique stratigraphique (Rey ed., 1997) afin de clarifier le taillis terminologique. Il a notamment distingué (i) **les séquences d'objets** qui seraient des séquences objectives définies par l'analyse séquentielle *sensu* Lombard (1956), Delfaud (1972, 1974), Yapaoudjian (1972), Delfaud *et al.* (1975) à l'origine des séquences de faciès et (ii) **les séquences génétiques**, à sens génétique et causal affirmé regroupant les séquences de dépôt (Vail, Posamentier...) de la stratigraphie séquentielle (basse résolution), les unités génétiques et autres paraséquences (Van Wagoner, Galloway...) de la stratigraphie faciologique (haute résolution) et les cycles lithologiques de la cyclostratigraphie. Les séquences d'objets sont de moins en moins utilisées et cela ne doit pas relever que d'un simple effet de mode. En ce qui nous concerne, nous sommes passés au second type de séquences en combinant stratigraphie sismique, analyse géométrique, séquences de faciès et caractérisation de surfaces stratigraphiques allocycliques.

Cette partie va montrer comment deux outils établis pour deux finalités à deux échelles différentes, vont fusionner pour donner naissance à la stratigraphie séquentielle et à une notion intégrée de séquence.

Le terrain : de la lithostratigraphie à la stratigraphie de faciès

Sur le terrain, les rythmes, les cycles et les séquences sédimentaires, *sensu* séquences d'objets (cf. *supra*), sont reconnus (e.g. Lavoisier, 1789). Lombard (1956) est le premier à formaliser ces notions (selon leur ordre d'apparition dans l'ouvrage) :

« Pour la commodité de l'analyse, on a introduit la notion de séquence lithologique. C'est une série de deux termes lithologiques au moins formant une suite naturelle, sans autre interruption importante que celle des joints de stratification. Les épaisseurs n'entrent pas en ligne de compte... Il existe un certain nombre de séquence qui reviennent souvent dans les séries. Ce sont les séquences fondamentales... Une série est formée d'une succession de séquences. Lorsque ces séquences se répètent régulièrement, on a une série

rythmique... Une succession cyclique (sensu stricto) est très rare. On a alors une séquence a-b-c suivie d'une séquence c-b-a. Il arrive plus souvent d'avoir des séquences a-b-c, a-b-c » (p. 270 et p. 451).

« Il existe trois ordres de séquence, les fines, à l'échelle microscopique (varves par exemple), les moyennes, à l'échelle macroscopique (charbons par exemple), et les grandes, à l'échelle mégascopique (étage, système par exemple)... L'analyse séquentielle consiste à identifier des séquences fondamentales dans une série naturelle » (p. 270).

« L'hypothèse d'ordre statistique qui va permettre d'établir une méthode d'analyse comparée est la suivante : toute série sédimentaire déposée en milieu marin suivant un processus continu présente une succession de lithotopes qui se suivent sans discontinuité majeure. Leurs faciès se succèdent dans un ordre très généralement le même pour diverses séries, à divers âges et dans diverses régions. Cet ordre se nomme la série virtuelle et consiste en une suite de lithofaciès allant des clastiques grossiers aux clastiques plus fins, puis aux colloïdes mêlés aux calcaires, aux calcaires de plus en plus purs, aux dolomies et aux évaporites.

Elle se nomme série virtuelle générale. Elle est une séquence d'ordre supérieure, une séquence théorique de termes lithologiques qui ne se retrouve presque jamais dans son ensemble mais tend à se réaliser à diverses échelles, dans de nombreuses séries, avec deux ou plusieurs termes dont l'un ou plusieurs peuvent manquer » (p. 270-271).

« Le terme de cycle a été employé dans des acceptations si différentes qu'il en est résulté une grande confusion. Les auteurs se plaçant d'un point de vue descriptif parlent de cycles et de sédimentation cyclique lorsqu'une petite séquence se répète dans une série : varves, cyclothèmes, évaporites. En fait, les termes lithologiques ne se succèdent que très rarement suivant un ordre strictement cyclique : a-b-c-c-b-a... En observant les termes des séries naturelles, on remarque de très fréquents retours périodiques représentés par la séquence : a-b-c-a-b-c... Elle est simplement répétée. C'est une séquence récurrente ou séquence rythmique. Il faudra désormais distinguer : a) la série unitaire ou séquence lithologique, b) le fait qu'elle se répète, ce qui lui confère le caractère d'un rythme et il faudra réserver à la notion de cycle son sens traditionnel, essentiellement génétique » (p. 440).

« Le terme de rythme implique la répétition de types sédimentaires dans l'espace et le temps... Une récurrence signifie un retour en arrière et une série est dite récurrente lorsque ses termes lithologiques rappellent les termes précédents » (p. 450).

A l'affleurement ou en carottes, le géologue va caractériser le faciès à partir des figures⁵ et des structures sédimentaires, de la lithologie, des contenus pétrographique et paléontologique, des traces fossiles d'une même couche ou d'un groupe de couches. Il peut caractériser très précisément les processus ayant conduit au dépôt de ces couches. Il caractérise ensuite l'évolution de ce faciès comme le prévoit la loi de corrélation des faciès afin de définir des séquences verticales d'évolution. Ces séquences rendent compte à

⁵ Figure sédimentaire : image caractéristique dans le plan du dépôt, de la trace laissée par un processus hydrodynamique ou biologique sur le fond sédimentaire. Cette surface naturelle correspond au « *bedform* ».

différentes échelles de l'évolution temporelle des faciès et du paysage sédimentaire correspondant. Elles permettent surtout de positionner les limites stratigraphiques décrites précédemment par l'identification des ruptures dans leur enchaînement comme nous le verrons en détail.

Plus que les « associations de faciès », ce sont les successions ou les enchaînements des faciès qui conduisent à la reconnaissance de ces séquences.

La séquence *sensu* Lombard (1956) « *représente un modèle* » de continuité (Sempéré, 1981, p. 51) Cette suite est autant mieux exprimée que les termes lithologiques qui la constituent sont contrastés et peuvent s'organiser selon le « *classement mécanique-pesanteur* » : « *dans les séries clastiques, la mise en ordre virtuel est aisée. Dans les séries calcaires, il fait une longue expérience basée sur de nombreuses observations de série naturelles et des essais successifs* » (Lombard, 1956 ; 1972, p. 202). Cette définition doit donc évoluer.

La séquence : de sequere à secare

Idéalisant la séquence granoclassée turbiditique et s'intéressant à des séries carbonatées, souvent alternantes, Lantaume *et al.* (1967), Beaudoin *et al.* (1970), Delfaud *et al.* (1975), Beaudoin (1977) s'efforcent de caractériser les séquences comme des « *entités physiques* », des « *objets réels* » :

« *C'est-à-dire « les tranches de sédiments comprises entre les surfaces de discontinuités de sédimentation successives ». Une telle définition, ..., n'implique rien quant au contenu ; elle privilégie la notion de discontinuité, mais ne préjuge en rien de l'origine des surfaces, ni de l'organisation interne, ni encore de la nature du matériel. Une telle définition s'éloigne du sens étymologique* » (Beaudoin, 1977, p. 35 ; souligné par ses soins).

« *L'analyse doit être orientée, sur le terrain même, vers la mise en évidence de ces séquences, donc tout d'abord des surfaces qui en constituent les limites ; et ensuite vers l'analyse du contenu... Il faut superposer à cette notion de séquence celle d'ordre de grandeur* » (Beaudoin, 1977, p. 36).

« *Les unités définies par ces partitions successives présentent une homogénéité croissante quant aux caractéristiques du matériel qu'elles contiennent* » (Sempéré, 1981, p. 37).

Pour organiser les séquences et leur emboîtement en ordres successifs, Delfaud (1974) tente une « *typologie scalaire des discontinuités* » : diastème, joint, surface durcie, surface de remaniement, discordance stratigraphique, discordance angulaire ; une typologie parente sera adoptée par Miall (1985) pour la stratigraphie fluviatile. Pour ces raisons et quelques autres, « *l'analyse séquentielle sort de ses limites raisonnables. Conclusion : pas de séquence à tout prix* » (Lombard, 1972, p. 205). Respectueux à l'obsession de l'observation et du critère objectif, Delfaud *et al.* (1975) retiennent finalement de hiérarchiser les discontinuités en fonction leur extension spatiale (en s'affranchissant de leur continuité cartographique ; d'un bassin à l'autre, d'un continent à l'autre). Même si les discontinuités se suivent facilement dans un même environnement, elles sont difficiles à tracer de la plateforme au son domaine de pente d'un même bassin sédimentaire : Ferry & Rubino (1989) et Ferry (1991) soulignent toute l'ambiguïté de telles corrélations. L'approche terrain montre

ses limites pour caractériser en 3D l'architecture du remplissage et les relations géométriques entre les systèmes sédimentaires ; en reconnaissant un sens stratigraphique aux horizons sismiques, Vail *et al.* (1977) fondent la stratigraphie sismique et franchissent une étape décisive.

La sismique : un outil d'exploration (pétrolière)

A l'échelle du bassin sédimentaire et du réservoir (dans une moindre mesure), l'outil d'analyse a tout de suite été la sismique réflexion 2D, remplacée de plus en plus par la sismique 3D. La démonstration du sens chronostratigraphique des marqueurs sismiques permet son usage stratigraphique (Vail *et al.*, 1977 : 5^{ème} partie). L'investigation sismique a été employée pour approcher et mieux contraindre à toutes les échelles l'agencement des couches et des corps sédimentaires et ainsi conduire à leur prédictibilité par les méthodes de la stratigraphie sismique (AAPG, mémoire 26, 1977) et de la stratigraphie séquentielle (SEPM, mémoire 42, 1988).

« A depositional sequence is a stratigraphic unit composed of relatively conformable succession of genetically related strata and bounded at its top and base by unconformities or their correlative conformities ».

Cette définition proposée par Mitchum *et al.* (1977, p. 53 et fig. 1) est certes valable pour des séquences sismiques mais selon ses promoteurs pour toute séquence de « *different magnitude* ». Elle s'accompagne des critères géométriques caractérisant les discordances, tout à la fois limites et sens de la séquence de dépôt. Ce motif stratigraphique fondamental corrélable en tout point du globe, est associé à un cycle eustatique dit de 3^{ème} ordre. Les discordances sont liées à un hiatus. Ces différents cycles ont été recensés par Exxon et publiés sous la forme de chartes eustatiques globales (Vail *et al.*, 1977 ; Haq *et al.*, 1988).

En 1988, Posamentier & Vail (1988, p. 125) ne retiennent plus « *depositional* » et ajoutent à la définition de Mitchum *et al.* (1977) :

« *It is composed of a succession of systems tracts and is interpreted to be deposited between eustatic-fall inflection points* ».

Ce que traduit Cramez (1990, C13, p. 445) par :

Un « *ensemble de strates plus ou moins conformes génétiquement liées, et limitées au sommet et à la base par des discordances ou leurs surfaces corrélatives. Chaque séquence de dépôt est associée à un cycle eustatique (cycle eustatique de 3^{ème} ordre) et développée entre deux points d'inflexion F de la courbe eustatique* ».

Séquence ou séquence de dépôt est très souvent employée avec ce sens ou renvoie à cette définition. L'eustatisme en est le facteur forçant.

C'est tardivement que la séquence de dépôt, *sensu* le motif stratigraphique fondamental car associé aux cycles « globaux » eustatiques de 3^{ème} ordre, est associée formellement à une durée de 1 à 3 Ma (Vail *et al.*, 1991).

Selon Exxon (*e.g.* Haq *et al.*, 1987 ; Vail *et al.*, 1991...) ou affiliés (*e.g.* Allen, 1994 ; Posamentier & Allen, 1999), la séquence (de dépôt) est constituée (**Fig. 17**) :

En domaine de plate-forme, par la succession de 3 cortèges sédimentaires (de bas en haut) :

- un prisme de bas niveau marin, LST,
- un cortège transgressif, TST,
- un cortège de haut niveau marin, HST,

limités à leurs bases respectives par :

- la limite de séquence ou discordance (*sequence boundary* : SB),
- la surface de transgression (*transgressive surface* : TS),
- la surface d'inondation maximale (*maximum flooding surface* : MFS).

En domaine profond la séquence se complète durant la période de bas NMR par le développement de 2 cortèges supplémentaires :

- le cône sous-marin profond (*basin floor fan* : BFF) lors de la chute du NMR,
- le cône de talus (*slope fan* : SF), en bas et en début de remontée du NMR.

Ces deux cortèges peuvent dans certains contextes et selon l'ampleur de la chute de NMR avoir pour équivalents en domaine de plate-forme (Posamentier *et al.*, 1992) les **prismes de régression forcée** (*cf.* discussion in Posamentier & Allen, 1999, p. 34). Ce phénomène est défini comme un déplacement de la ligne de rivage vers la mer (**Fig. 18**), en réponse à une forte baisse du niveau marin relatif et s'enregistre stratigraphiquement par la superposition de sédiments littoraux (Hunt *et al.*, 1992) sur des sédiments de plate-forme « distale », et ce, sans intermédiaire.

Le changement d'échelle : du faciès au bassin et vice versa

La transcription au terrain des préceptes de la stratigraphie sismique *sensu* Payton *et al.* (1977) a été progressive. En mettant immédiatement en application les préceptes de la stratigraphie séquentielle qui venaient de nous être exposés par P.R. Vail, c'est l'occasion de rappeler la clairvoyance de Rubino (1983, 1984) proposant un découpage stratigraphique dans la zone d'ombre du Crétacé moyen (*e.g.* Vail *et al.*, 1977, fig. 2) à partir de la succession des systèmes turbiditiques du domaine vocontien. Il faut attendre la fin des années 80 pour que la démarche soit largement partagée : c'est ainsi qu'en France, l'impulsion de G. Allen et, tous paramètres égaux par ailleurs, la politique volontariste de P. Homewood, inspiré par T. Cross et bien relayée par F. Guillocheau, ont fait de la sédimentologie (de faciès) un outil de référence à des fins de stratigraphie, **la stratigraphie de faciès**.

Le développement de l'analyse de faciès a été primordial dans cette évolution. La fusion entre ces deux méthodes d'analyse sédimentaire s'opère alors rapidement : il était en effet indispensable de pouvoir procéder aux changements d'échelle requis dans l'industrie pétrolière, notamment en passant de l'échelle exploration à celle de la caractérisation fine des réservoirs dans les gisements de pétrole et de gaz. A l'échelle des gisements pétroliers ou miniers (en domaine sédimentaire), par la mise en œuvre de techniques de plus en plus similaires, l'enjeu réside dans la caractérisation de plus en plus fine d'unités stratigraphiques de plus haute fréquence (4^{ème}, 5^{ème}, 6^{ème} ordres dont le déterminisme est *a fortiori* climato-eustatique ; hiérarchisation établie principalement selon la durée estimée du cycle : *e.g.* Vail *et al.*, 1991).

Pour des recherches plus spécifiques, des corrélations à très haute résolution sont parfois entreprises : suivis de couches unitaires, de doublets marno-calcaires, de paquets de couches réglés par une cyclicité astro-climatique. Encore limitées aux environnements marno-calcaires (alternances, varves...), elles n'ont pas d'intérêts directement opérationnels.

Posamentier & Allen (1999, p. 25) recommandent d'abandonner la précision « de dépôt », trop souvent associée à l'eustatisme, et font évoluer la définition reprenant le début de la définition initiale :

« A sequence (is) a stratigraphic unit composed of relatively conformable succession of genetically related strata and bounded at its top and base by unconformities.

et précisant désormais “*their correlative conformities*” par :

Where the hiatal breaks associated with the bounding unconformities narrow below resolution of available geochronologic tools, the time surfaces (i.e. chronohorizons) that are correlative with the “collapsed” unconformities constitute the sequence boundaries ».

Aujourd'hui on aboutit donc à une pratique plus cohérente qui consiste globalement à étendre aux ordres supérieurs (4^{ème} et 5^{ème} et 6^{ème} ordre), les modalités du découpage des séquences de troisième ordre aussi bien pour les surfaces que pour les cortèges (Allen, 1994 ; Posamentier & Allen, 1999), en notant toutefois que les cortèges de bas niveau y sont beaucoup plus rares. Nous sommes d'accord avec Guillocheau (1995) que

« ceci a pour conséquence que toute surface remarquable de séquence de dépôt, de durée supérieure au million d'années est nécessairement une surface de même nature à l'échelle de ces unités stratigraphiques élémentaires ».

La corrélation entre les cycles de variation relative du niveau marin et leur signature stratigraphique que sont les séquences, a peu évolué. En 1977, Vail *et al.* (p. 63, 65, 68 et 71) proposent que :

« A cycle of relative change of sea level is defined as an interval of time during which a relative rise or fall of sea level takes place... A relative rise of sea level... is indicated by coastal onlap. A relative stillstand of sea level... is indicated by coastal toplap. A relative fall of sea level... is indicated by a downward shift of costal onlap ».

Avant de clore ce chapitre, rappelons une nouvelle fois qu'une surface de discordance est une surface souvent définie à une échelle régionale et associée à un hiatus mesurable entre les dépôts immédiatement sous et sus-jacents qui seront respectivement plus anciens et plus jeunes. Entre deux discordances *et al.*, une séquence correspond à l'enregistrement sédimentaire durant un cycle de variation du niveau marin (ou du niveau de base) relatif ou bien, en dehors de l'influence d'un niveau de base, durant un cycle tectonique. Cette définition n'est aucunement liée à un ordre : après leur hiérarchisation, il sera possible de distinguer des séquences de 1^{er}, 2^{ème}, 3^{ème}, 4^{ème}, 5^{ème}... ordre. Nous verrons aussi qu'il est possible de hiérarchiser l'empilement de ces unités stratigraphiques, comme le préconisait Exxon pour les « *paraséquences* » (*cf. infra*).

Insistons sur le fait que les deux termes « discontinuité » et « discordance » ne doivent pas être confondus, ni pris l'un pour l'autre (*e.g.* Cojan & Renard, 2003, p. 264). Le premier sert à définir une couche, le second une séquence. Sauf cas exceptionnel, il faut plusieurs couches pour faire une séquence.

Par définition (*e.g.* Beaudoin, 1977 ; Vail *et al.*, 1977), **une « séquence » est désormais définie entre deux discordances**. Les unités génétiques (*e.g.* Guillocheau, 1995) ne peuvent en être, à moins de jargonner comme le dirait Crumeyrolle « *dans son enthousiasme dévastateur à défendre sur le terrain une certaine approche de la stratigraphie séquentielle* » (Guillocheau, 1990, p. 2).

Un cortège sédimentaire ou *systems tract sensu* Brown & Ficher (1977, p. 215), **peut être décrit par une séquence a-b-c sensu** Lombard (1956) comme la juxtaposition de systèmes de dépôt (Brown & Ficher, 1977, p. 215). La stratigraphie séquentielle nous apparaît donc comme la fusion entre la sismique d'exploration et la géologie de terrain.

L'évolution de la « limace »

Aujourd'hui, l'image de la séquence (**Fig. 17**) telle que définie en 1977, revue en 1988, en 1991 et 1999, a donc été remodelée pour prendre en compte les prismes de régression forcée, *early lowstand system tract*, et les dépôts de fin de bas niveau marin, *late lowstand system tract* (Posamentier & Allen, 1999). Cependant ces versions actualisées déconnectent toujours trop à notre goût les dépôts continentaux des dépôts marins et restent très « paraséquentielles » à haute fréquence. Cette « limace » était peut-être au terme d'un régime à base d'eustatisme et de tectonique ; une des voies à explorer pour la régénérer est de suivre le profil de dépôt et sa diversité. C'est le moment de s'intéresser à la géomorphologie.

I. 1. 3 – Sur la physiographie et la morphologie

« La typologie ne doit pas faire intervenir des considérations dynamiques, parce que les « forces », les « poussées », les « énergies », etc., ne peuvent pas être observées par les méthodes géologiques » (Wegmann, 1951, p. 60 ; cf. discussion « chenal : ravinement *versus* comblement », § I).

Les termes de physiographie et morphologie sont souvent utilisés l'un pour l'autre comme synonymes. Après discussion avec G. Clauzon, je retiens que :

- La physiographie peut se résumer au « xyz » : ce terme désigne une géométrie topographique en 3D des formes du relief, du modelé de la surface de la Terre sans préoccupation génétique. La géographie se résume à l'approche cartographique de cette physiographie, *i.e.* des objets du relief.
- La préoccupation génétique des formes du relief comme le rôle de la nature du substrat, la chronologie, les processus, est l'objet de la morphologie. La morphologie fournit le pourquoi du « xyz ».

La prise en compte de la paléomorphologie ou de la physiographie dans la réflexion sédimentaire est une préoccupation ancienne. Plus récemment :

- Elle est à la base de l'expertise de G. Allen. Sa pédagogie, la clarté de ses idées, son souci de transmettre ont été déterminantes pour moi. Les quelques discussions que nous avons eues ensemble me font regretter de n'avoir plus l'occasion de les prolonger. Heureusement que P. Crumeyrolle, P. Imbert et J.-L. Rubino sont de fidèles gardiens du temple.

- Sa restitution à partir de données d'affleurements en chaînes plissées a été l'objectif de B. Beaudoin (Fig. 20). Il a su nous (G. Friès, moi-même...) la transmettre.
- Elle a animé G. Clauzon tout au long de sa carrière : ses surfaces repères « mio-plio-quadernaires » correspondent aux principales surfaces stratigraphiques (Fig. 19). Il n'a eu de cesse de la partager à tous ceux qui le souhaitaient. Nous nous (J.-L. Rubino, moi-même et d'autres) sommes enrichis à son contact.
- Cette notion est largement médiatisée par H. Posamentier mais pas encore tout à fait intégrée par notre communauté (cf. *infra*).

L'énergie du littoral

Les dépôts marins littoraux se classent désormais classiquement en trois catégories (Fig. 21) selon l'influence dominante : tidale ou de la marée (cyclicité lunaire), vague et persistance fluviale (climat : respectivement vent et précipitation) ; l'importance des dépôts gravitaires est mineure en première approximation. Cette organisation triangulaire basée sur les processus hydrodynamiques est récente : elle apparaît à la suite de la classification des deltas de Galloway (1975 : fig. 3) dans le chapitre « Delta » (Elliott, 1986) du « *Sedimentary environments and facies* » édité par Reading.

Ces trois catégories correspondent à trois types d'écoulement, respectivement bidirectionnel, oscillatoire et unidirectionnel. Parfois la succession du flot et du jusant est assimilé à une oscillation : même si cela pourrait se justifier à très petite échelle, les processus sont bien distincts et les structures sédimentaires sans confusion possible.

Même si nous sous-estimons, par facilité, l'influence de ces processus et par conséquence celle de l'énergie du littoral sur la sédimentation, ce point est essentiel.

Analysons rapidement quelques configurations :

- Tout d'abord, prenons le cas d'une côte à marée offerte aux houles venant du large : par exemple, la côte d'Aquitaine. Même si de fortes marées sont régulièrement présentes (régime méso à macrotidal), le sédiment ne préserve que des figures de déferlement ou de remaniement par la houle. L'enregistrement des processus de houle (beau temps, et pis encore en cas de houle de tempête) oblitère toute affirmation de l'existence de fortes marées. Autrement dit, **la préservation de l'enregistrement tidal ne peut se faire que protégé des trains de houle, dans un bassin resserré, ne permettant pas au fetch de se développer.**
- Dans le cas d'un apport sédimentaire régulier à NMR constant, lorsque le sédiment (détritique terrigène) entre dans un bassin marin, il va être dispersé de part et/ou d'autre de(s) embouchures de la rivière par les marées ou les vagues (Fig. 22). Selon le processus dominant, la géométrie des corps sédimentaires sera en tout point différente. Pour que la côte prograde, il faut que tous les sédiments s'accumulent dans l'espace disponible au voisinage de l'embouchure et ne soient pas dispersés au delà de la zone d'influence fluviale.
- Une troisième situation concerne les côtes transgressives et l'expression plus ou moins importante que peut y prendre la surface de ravinement (Fig. 23). Dans un cas de faible énergie de vague, une couche de boue marine se dépose sur les dépôts antérieurs qui ne sont pas érodés : il n'y aura pas de remaniement transgressif. Dans les secteurs à apport du continent, le cortège sédimentaire sableux sera peu épais,

d'extension latérale (très) limitée, rétrogradant et régulièrement ennoyé par les boues marines. Dans un estuaire ou une baie, les conditions sont de ce type ou s'en rapprochent.

- Au contraire dans un cas de haute énergie de houle, comme au niveau des interfluves d'un estuaire, les dépôts antérieurs seront plus ou moins profondément érodés jusqu'aux argiles de lointaine avant plage ou du large et alimenteront un cortège transgressif plutôt sableux et épais. Ce dernier peut prendre l'expression de plage et d'avant plage de grande extension. Autrement dit ce contexte alimenterait de très beaux réservoirs littoraux.
Ce dernier cas n'est évidemment pas favorable à la préservation des incisions fluviales en domaine de plate-forme. Il fournit une explication probante à la disparition des vallées incisées du littoral atlantique – et d'ailleurs – en se rapprochant du rebord du plateau continental, « *au delà d'une profondeur de 30, 40 ou 50 m. C'est ignorer que, pendant toute la transgression consécutive, le mer n'a cessé d'aplanir son fond par érosion sur les parties saillantes et par comblement des creux* » (Baulig, 1950, p. 62, note Ae).
- Enfin, la physiographie du plateau continental va expliquer l'architecture et l'étagement des cortèges sédimentaires. L'exemple le plus probant concerne l'organisation des prismes de régressions forcées, joints ou disjoints (Tesson, 1996 ; Posamentier & Allen, 1999).

Delta, estuaire, vallée « incisée »

Depuis Surell (1841) nous savons que le niveau de base des rivières contrôle leur potentiel d'érosion (affouillement) ou de sédimentation (atterrissement ou alluvionnement). Les variations de ce niveau de base, et notamment celui de l'océan, sont essentielles pour comprendre et donc prévoir la localisation des corps sédimentaires.

Les vallées incisées, les estuaires qui correspondent à leur ennoisement et les deltas qui enregistrent l'alluvionnement fluvial sont la signature de l'ajustement d'une rivière à son niveau de base marin (ou lacustre). Ces notions essentielles ont fluctué au gré des auteurs reflétant à la fois leurs préoccupations opérationnelles et l'évolution de leurs idées enrichies par les thèmes du moment.

Le plus simplement possible (Fig. 24) :

Les deltas se construisent et les estuaires sont comblés.

Les **deltas** constituent une vieille préoccupation géographique depuis Hérodote (-450 ans avant J.C.) : *e.g.* Maillet (1755), Elie de Beaumont (1844) ... Un delta (pointe vers l'amont d'où divergeraient deux côtés parallèles au Nil d'Alexandrie et au Nil de Damiette) est une protubérance, une avancée des terres qui se forme au débouché d'une rivière dans un plan d'eau, mer, lagon, lac (de Vries Klein, 1975). Ce prisme dépositionnel, *i.e.* ce complexe progradant est dû à un apport sédimentaire plus rapide que les mécanismes de dispersion qui agissent dans le bassin de réception (Blanc, 1986). Il repousse la ligne de côte vers le large.

Il me semble que les modalités de progradation du delta sont intéressantes à rappeler. Elie de Beaumont (1844) au cours de sa conférence sur les « Pays bas adriatiques », neuvième leçon de Géologie pratique (Fig. 25), professée au Collège de France 13 janvier 1844, fait très justement remarquer :

« Lits divergents en forme de patte-d'oie. Delta.

Un autre phénomène très-remarquable, c'est la forme ramifiée que prennent les rivières lorsqu'elles arrivent en mer, dans des circonstances pareilles à celle où se trouve le Pô, c'est-à-dire, lorsqu'elles ont à décharger des matières terreuses sur un terrain plat, et où il leur est par conséquent facile de faire reculer le littoral. Si la mer eût été là très profonde, le Pô n'aurait fait qu'en combler le fond ; il aurait pu par conséquent se décharger toujours au même point, et son embouchure n'aurait pas changé de place ; mais dans des lagunes et une côte plate il a du encombrer son embouchure de ses dépôts ; il a fait reculer la mer par ses alluvions, et il a allongé son lit en même temps qu'il l'élevait.

Il faut remarquer que la manière dont se fait cet allongement. Les eaux perdant de leur vitesse, surtout dans les parties latérales, la vase se dépose des deux côtés, et il en résulte des digues qui s'avancent parallèlement au cours du fleuve. La figure 3, planche VII (Fig. 25) représente la forme de ces dépôts terreux. Ces digues sont très étroites, et le fleuve, qui s'élève sans cesse par suite de l'allongement même de son lit, finit par les rompre sur l'une de ses rives. Il trouve, dans la rupture même, une pente rapide, et il se fait un lit dans une nouvelle direction ; il tend à allonger ce nouveau lit, et à produire par l'ouverture successive de plusieurs pareils lits, une sorte de patte d'oie (fig. 4, pl. VII, Fig. 25) ». (p. 346).

Outre la progradation et l'avulsion, Elie de Beaumont constate que **le fleuve « a fait reculer la mer par ses alluvions, et il a allongé son lit en même temps qu'il l'élevait » (Fig. 26)**. Nous retrouvons cette même constatation chez Fabre (1796 : cf. *supra*) et Fayol (1881b : cf. *supra*). C'est également le cas lorsque nous observons un delta torrentiel ou *Gilbert delta* comme dans le Roussillon ou dans la vallée du Var : cf. les travaux de G. Clauzon et de J.-L. Rubino (Fig. 27). **L'aggradation fluviale qui édifie le prisme continental ou piedmont est génétiquement liée à la progradation du delta.**

Une régression (terme pris dans son sens stratigraphique le plus large) **est donc une période de sédimentation centrifuge : progradation marine et progradation continentale** (Merci à G. Clauzon).

Un peu d'épistémologies briéronne et ligérienne :

« Combien nous aimerions connaître les vallons, les rivières, de l'ancien sol briéron : ils s'inclinent jusqu'à 20 m de profondeur sous les alluvions. Seule la sonde nous en donne quelques trop rares échos. Les îles qui forment nos villages, des monticules comme l'île Ollivaud, comme Errand, comme la butte aux pierres, en sont les seuls points bien connus. Le relief primitif est ennoyé et la cuvette est à moitié pleine...

Le niveau marin a donc subi des variations considérables... On connaît les causes des variations du niveau de la mer. L'écorce terrestre se déforme, plisse des montagnes, creuse des fosses et par contre-coup l'océan à certaines périodes monte et descend. Mais c'est surtout la formation d'immenses calottes glaciaires sur les continents qui, à la dernière période, où nous sommes, au quaternaire (environ un million d'années) a causé des variations considérables dans la hauteur des eaux marines...

Pareille baisse du niveau marin entraîne le creusement des rivières qui essaient en s'enfonçant de rattraper le niveau de base.

En conduisant le creusement du bassin de Penhouët en 1874-75, l'ingénieur René Kerviler a retrouvé, par sondages profonds, l'ancien lit du Brivet, au pied du dolmen à Saint-Nazaire, à l'emplacement de la Ville Halluard et guides... Il coulait dans une gorge rocheuse, jusqu'à 27 m de profondeur. Le profil transverse est celui d'une rivière vigoureuse et jeune (Kerviler, 1877) » (Vince, 1958, p. 19-22).

Les relevés établis ou demandés par Kerviler lors du creusement du second bassin du port de Saint-Nazaire, publiés ensuite (Kerviler, 1877) constituent sans aucun doute la **première description de vallée incisée** – exception faite (?) de la coupe proposée par Pruvost en 1820 pour la région de Vienne, en introduction du volume « Figures » –, de son remplissage et d'une tentative de calibrage chronologique (**Fig. 28**) : par leur rigueur, clarté, leur précision, ces documents se suffisent à eux-mêmes. Le remplissage peut être interprété en tidalites, limitant de fait l'emploi du « Chronomètre de Penhouët » (Kerviler, 1877) tout en reconnaissant sa potentialité : **Kerviler est sans aucun doute l'un des premiers⁶ à avoir voulu aborder la mesure du temps en combinant cyclostratigraphie et repères absolus.** Merci à Y. Bodeur qui a retrouvé et photographié ce témoignage archivé au musée Dobrée de Nantes et inspiré l'article de Santrot (2007).

Cette définition de la vallée incisée est celle que nous retiendrons. Vince (1958, 1978) s'inscrit à la fois dans la continuité des précurseurs qui ont reconnu les vallées submergées d'Armor, donnant une explication plausible à la tradition orale, et de ceux qui les ont fait renaître par la cartographie de leur remplissage sédimentaire dès le début du 19^{ème} siècle.

Nota bene : La synthèse éditée par Fisk⁷ (1944) sur le cours inférieur du Mississippi et son delta est bien entendu une étape essentielle (**Fig. 29**) dans notre connaissance des vallées incisées « flandriennes », essentiellement par les dimensions de l'objet étudié (! ; voire discussion Strickland *versus* Diller, in Parize, 1988). La rivière de Châteaulin (Martonne, 1906), la Loire inférieure *sensu* Orioux & Vincent (1895) ou la Loire angevine *sensu* Passerat (1912) – tous paramètres égaux par ailleurs – restent mes références.

« Il faut distinguer le substratum rocheux et le matelas alluvial qui le recouvre. Une rivière coule généralement sur ses alluvions. Les alluvions recouvrent le substratum rocheux. Si l'on considère l'ensemble du cours d'eau de sa source à la mer, il stocke à chaque instant un volume d'alluvions considérable comparé aux apports solides annuels. Bien que très mobile, ce recouvrement alluvial constitue une protection du substratum : le matelas alluvial est la couche de protection du substratum rocheux. En effet, si l'enfoncement du fond du lit dans ses alluvions est un phénomène de type réversible, l'érosion du substratum mis à nu est un mécanisme souvent extrêmement très lent, parfois rapide mais toujours irréversible » (Degoutte, 2006, p. 57).

Une vallée incisée est celle d'une rivière qui érode son lit, puis le substratum de celui-ci pour ajuster sa courbe de lit *sensu* Surell (1841), i.e. son profil d'équilibre, à une

⁶ Guettard, contemporain de Lavoisier, serait celui qui a créé la méthode en analysant les varves dans les marais d'Etampes (Reynaud, 2007, communication orale).

⁷ Le rapport est disponible sur <http://lmvmapping.ercd.usace.army.mil/index.htm>

baisse de son niveau de base, mer ou lac : e.g. Lemoine (1911, p. 301), Depéret (1912, p. 780), Vince (1958 ; 1978, p. 22). Cette configuration est la plus fréquente. En effet Summerfield (1985) montre que la réponse de la rivière à la baisse de son niveau de base est fonction de la physiographie de la marge continentale émergée (**Fig. 30**).

Trois cas doivent être envisagés :

- Un ravinement si le gradient de pente est plus élevé que le profil d'équilibre de la rivière. C'est le cas classique.
- Le *statut quo* lorsque les pentes sont équivalentes.
- Un alluvionnement (*sensu* aggradation) pour combler un gradient trop élevé.

Cette notion, qui peut paraître évidente, *a posteriori*, est reprise par les stratigraphes géomorphologues comme Posamentier *et al.* (1992, fig. 4 ; cf. Posamentier & Allen, 1999). C'est un paramètre essentiel à prendre en compte qui doit être combiné avec l'effet d'érosion par les vagues pour tenter d'apporter une explication à l'estompage de l'inscription des ravinements en direction de la bordure de plate-forme comme observé sur les plates-formes armoricaine et aquitaine.

Une vallée n'est pas un objet morphologique isolé, elle appartient à un réseau de drainage plus ou moins complexe (**Fig. 29**). Une incision est un phénomène allocyclique : son ampleur doit être supérieure à celle de l'enveloppe d'un corps élémentaire qui en compose le remplissage. Ce corps élémentaire représente la composante autocyclique des processus qui contribuent au remplissage des vallées : un étier (ou chenal de marée) ne peut constituer une vallée incisée. Dans le cas d'une chute purement eustatique, l'ampleur de l'incision est nécessairement égale ou inférieure à son amplitude. Certaines incisions peuvent être amplifiées par des mouvements verticaux, d'origine tectonique, du substrat.

Même si de Lapparent (1883) associe estuaire et « vallée enfouies », c'est à G. Allen et à ses travaux sur la Gironde (1972, 1991) que la notion d'**estuaire** doit d'intégrer celle de vallée « incisée » et de prendre son sens actuel stratigraphique :

« Estuaries results from the drowning of river valleys during periods of rapid sea level rise, and their stratigraphic organisation reflects successive episodes of transgressions and regression during periods of more or less rapid relative sea level rise. As illustrated in the Gironde, estuarine sediment are furnished by two sources; transgressive sediments composed of marine sand introduced into the inlet, and a regressive source comprising the sediments introduced by the river » (Allen, 1991, p. 37-38).

Cette définition correspond parfaitement aux rias miocènes reconnues dans la région rhodano-provençale, aux rivières de Cornouaille au Morbihan et aux abers du Léon...

Dalrymple *et al.* (1992) proposeront ensuite de retenir une définition très voisine de celle d'Allen (1991) : selon ces auteurs, un estuaire est

« the seaward portion of a drowned valley system which receives sediment from both fluvial and marine sources and which contains facies influenced by tide, wave and fluvial processes. The estuary is considered to extend from the landward limit of tidal facies at its head to the seaward limit of coastal facies at its mouth » (p. 1132).

Quelle que soit sa forme (Allen, Dalrymple ou Vince), cet usage est désormais largement partagé même si l'influence des variations du niveau marin relatif à haute fréquence et/ou celle de l'apport sédimentaire peut être sous-estimée.

Notons qu'au fond d'un estuaire, il y peut y avoir un delta, dominé fluvial ou tidal comme en Gironde (Allen, 1991), ce qui pour Bhattacharya & Walker (1992, p. 160 ; in « *Facies Models* » édité par Walker & James) deviendrait réellement « insondable » ! Ces mêmes nous permettent de boucler avec les deltas :

« *The first study of ancient deltas was that of Gilbert (1885), who described Pleistocene freshwater gravelly deltas in Lake Bonneville, Utah. Borell (1912) extended Gilbert's ideas to the much larger scale of the Devonian Catskill delta in the Appalachians, and also provided the first explicit definition of the essential features of a delta...* » (Bhattacharya & Walker, 1992, p. 157).
« *Deltaic deposits are characterized by a prograding clinoform geometry, as was first recognized by Borell (1912) and Scruton (1960)* » (Ib., p. 170).

Pour légitimement :

- revenir sur la synthèse de Elie de Beaumont (Leçons au Collège de France, 1843-1844), les travaux de Wegmann (1850) et surtout à ceux de Fayol (1881, 1886...), à **l'origine des travaux géomorphologiques et sédimentologiques sur les deltas**.
- et conclure que si aujourd'hui la géométrie progradante de la succession plaine deltaïque – front de delta – prodelta ou de celle « *topsets – foresets – bottomsets* » paraît aussi évidente, c'est qu'un industriel, de formation ingénieur civil des mines, soucieux d'améliorer la rentabilité de son exploitation, a développé **dans la seconde moitié du 19ème siècle un programme de R&D** dont un des résultats fut de montrer que le Principe d'horizontalité des couches défini par Sténon (1669) et porté en dogme (*cf. infra*) n'était pas universel, loin s'en faut.

La ligne de baie et la ligne de côte

L'intégration du faciès dans la démarche stratigraphique est une étape décisive. Elle va de pair avec une distinction définitive entre la ligne de baie et la ligne de côte.

Ces deux notions (paléo)géographiques et/ou morphologiques sont essentielles. Celle de baie, *bay line*, apparaît dans le mémoire 42 de la SEPM comme la limite, de part et d'autre du niveau marin (de base), entre, au-dessus, les environnements fluviaux et, en-dessous, les environnements de dépôts paraliques ou de plaine deltaïque (Posamentier *et al.*, 1988, p. 118 ; Posamentier & Vail, 1988, p. 131). La ligne de côte, le rivage, *shoreline* ou *coastline*, est quant à elle la limite entre les environnements de dépôts paraliques ou de plaine deltaïque et les environnements marins (Posamentier *et al.*, 1988, p. 118).

La ligne de côte est face au large, contrôlée par la dynamique de houle *sensu lato* ; la ligne de baie est confinée, protégée.

Cette distinction est essentielle pour les environnements estuariens et/ou cortèges transgressifs (**Fig. 31**). Des collègues définissent la ligne de baie comme la zone atteinte lors des plus hautes marées à l'étiage de la rivière, la ligne de côte par les crues aux plus basses

marées. Nous retenons que la ligne de baie correspond à l'intersection entre les dépôts tidaux de l'estuaire, de part et d'autre du marnage définissant le niveau de base, et la courbe du lit alluvial (cf. Allen, 1991, p. 31). En Gironde, elle est localisée à environ 100 kilomètres de l'embouchure. Notons que l'onde de marée, ou « marée dynamique », peut largement remonter un fleuve ou une rivière, en particulier lors de son étiage, mais elle ne sera pas associée à des dépôts particuliers. Sa propagation est sensible jusqu'à 1500 km dans le cas de l'Amazone où se succèdent 6 à 8 ondes successives, 500 km dans le Saint-Laurent, 200 km pour le Rio de la Plata, 144 km en Seine, 127 km en Gironde – Dordogne – Garonne, 108 km pour la Tamise, 70 km en Loire (Ottmann, 1965, p. 135).

Cette distinction en appelle une autre : celle de la plaine alluviale de la plaine côtière. **La plaine alluviale est en amont de la ligne de baie ; la plaine côtière est limitée par la ligne de baie et la ligne de côte.** Les systèmes fluviaux ajustent leur courbe de lit à la ligne de baie. La plaine côtière va se caractériser par des dépôts fluviaux modelés par les marées ou des dépôts franchement tidaux.

Pour résumer (merci H. Feniès), la ligne de baie correspond à :

- la limite morphologique entre la plaine alluviale et la plaine estuarienne,
- la limite hydrologique amont de l'action des courants de marée en période de crue,
- la zone de transition faciologique entre les sédiments fluviaux et les sédiments tidaux,
- la "bêê" *line*, c'est là où les moutons des prés salés remplacent les vaches des prairies (Feniès & Lericolais, communication orale).

Cette distinction entre ligne de baie et ligne de côte fait revoir la définition du biseau d'aggradation côtière ou *costal onlap* (Vail *et al.*, 1977) : ce biseau doit correspondre à la ligne de baie (Fig. 32). C'est l'occasion de rappeler la **différence de style entre les chenaux estuariens** à la physiographie dominée par le fonctionnement de la marée et **les chenaux fluviaux** (cf. la contribution de Barwis, 1978) et permet de passer au point suivant.

Les styles fluviaux

Les formes naturelles des rivières, les styles fluviaux qui peuvent en être déduits et l'importance de la ripisylve ont été traités récemment par Degoutte (2006⁸, p. 90 à 95). Par sa simplicité, cette présentation clarifie de nombreuses notions :

« De l'amont vers l'aval, la taille des sédiments va en diminuant régulièrement. En règle générale, il en va de même de la pente de la vallée et de la capacité de transport. Cette règle générale de décroissance régulière de la pente peut souffrir des exceptions pour des raisons d'ordre géologique ou à l'aval d'affluents à fort transport solide (e.g. Fabre, An VI⁹ : cf. § I. 1. 1).

Dans la partie amont des rivières issues des régions montagneuses, c'est la zone d'érosion qui produit les sédiments et les transporte. Le lit est à très forte pente et son tracé est quasiment rectiligne. La vallée est étroite (e.g.

⁸ Un résumé en est disponible sur : <http://www.engref.fr/coursenligne/Hydraulique/hydraulique.html>. Ce qui n'empêche pas de se procurer l'ouvrage, bien plus exhaustif.

⁹ Calendrier républicain à partir du 22 septembre 1792, début de la 1^{ère} République.

Surell, 1841 : cf. § I. 1. 1 ; ce fait infirme donc la « *first of misconceptions about river channels* » retenue par Bridge, 2006, p. 96)

Plus en aval, les rivières coulent entièrement dans leurs propres alluvions avec trois styles qui se rencontrent successivement, style en tresses, style divaguant à bras multiples sinueux et style à méandres. Cette succession se produit dans cet ordre en moyenne.

Le tracé en tresses est symptomatique d'une forte charge alluviale (ce fait infirmerait également la « *second of misconceptions about river channels* » retenue par Bridge, 2006, p. 97). *Le lit est très large et plat. Plusieurs chenaux instables sont séparés par de nombreuses îles. Compte tenu de la forte charge alluviale imposée par l'amont, la rivière adopte la pente la plus forte possible. Les chenaux gardent donc sensiblement la direction de l'axe de la vallée. Bien sûr, les rivières qui ne prennent pas leur source en montagne n'ont pas de fort transport solide et n'offrent pas de style en tresses »* (Degoutte, 2006, p. 60).

La source de la charge solide, sa nature, sa granulométrie ont donc un rôle majeur sur le style fluvial.

Les rivières en tresses sont présentes dans les zones de plaines intramontagnardes ou en zone de piedmont lorsque la charge solide est importante, surtout si elles ont suffisamment de place pour se développer. Les berges, facilement érodables, contribuent à cette charge solide. Les sédiments comportent une fraction grossière qui se dépose facilement, amorçant ainsi la création de bancs. (Ces) bancs peuvent se végétaliser durablement et être capables de résister aux crues sauf si elles sont très fortes. Les végétaux favorisent alors le dépôt de limons qui viennent épaissir le banc, et le consolider grâce à la cohésion » (Degoutte, 2006, p. 60). Ceci rejoint Bridge (2006, p. 97) pour qui une « *third misconception is that rivers that transport large amounts of bed load relative to suspended load have relatively low sinuosity and high degree of braiding* ».

« Ces sédiments fins résistent mieux à l'érosion que les granulats. Il s'agit d'un des rares exemples où les matériaux en suspension ont un rôle morphogène » (Degoutte, 2006, p. 62).

Plus à l'aval, on passe à un style divaguant. *La charge grossière à évacuer et le nombre de tresses diminuent, et un tracé principal sinueux s'organise. Le lit est moyennement large et comporte de un à trois bras, mais les bancs de galets ou de sable sont encore nombreux et larges. Ce style est intermédiaire entre le style en tresses et le style à méandres. Il se distingue du style en tresses par l'apparition d'un lit principal bien marqué et fortement sinueux.*

Plus en aval encore, dans les zones de plaine, de plus en plus sinueux, le cours d'eau adopte un tracé à lit unique et à méandres. *Il est nettement calibré. Dans les méandres de piedmont, le transport solide est mixte (suspension et charriage), alors qu'en plaine il a lieu quasi-exclusivement par suspension. Il est composé de sables fins et de limons. Les rivières de plaine déposent sur leurs rives des sédiments fins transportés en suspension lors des crues. Il se forme ainsi des bourrelets de berge et le point bas de la vallée se*

trouve en position intermédiaire entre la berge et le coteau. On parle de vallée en toit » (Degoutte, 2006, p. 60).

La physiographie de ces rivières, confinées à l'étiage par leurs bourrelets de rive, est accentuée par la ripisylve qui s'y développe : comme la nappe aquifère est rabattue au voisinage de la rivière, les arbres ont les racines au sec en haut des levées et un sous-bois s'y développe ; latéralement, vers les thalwegs et les étangs, la densité, voire la présence des végétaux de grande taille, puis de moyenne taille diminuent. Lors des crues, le filtre végétatif retient les matériaux grossiers à moyens au voisinage de la rivière, ne laissant passer que les plus fins. Enfin le débouché en mer se fait par un delta qu'il soit confiné dans un estuaire ou face au large, selon la quantité de matériaux solides encore transportés à ce stade.

« *De manière résumée, on peut constater en moyenne de l'amont vers l'aval :*

- *Une rivière en tresses voit d'abord son nombre de bras diminuer, puis devient divagante puis devient méandrique ;*
- *Les rivières en tresses se caractérisent par un fort ratio volume solide sur volume liquide annuel, les rivières à méandres par une faible valeur de ce ratio et les rivières divagantes ont une valeur intermédiaire ;*
- *la diminution de la pente, du rapport L/H, de la taille des sédiments, de l'étendue granulométrique et de la capacité de transport solide par unité de débit liquide ;*
- *l'augmentation de la sinuosité, de la part relative du transport par suspension et de la stabilité latérale du tracé.*

Bien sûr, un affluent prépondérant ou un changement de morphologie ou de géologie de la vallée peuvent modifier cette tendance en introduisant une discontinuité forte » (Degoutte, 2006, p. 62).

Les observations des rivières actuelles sont à la base des modèles sédimentologiques fluviaux qu'ils soient établis comme « modèles de faciès » (Bersier, 1948, 1959...) ou sur la base des « éléments architecturaux » (Miall, 1985...). Nous les développerons par la suite.

Parents pauvres de la sédimentologie fluviale, **les réseaux de drainage** sont tout aussi importants à prendre en compte pour approfondir l'analyse de la pente, de la nature du substrat (perméabilité), de l'orographie (relation avec la déformation) ; omniprésents dans les études de télédétection, d'imagerie satellitaire, cette analyse est exceptionnelle dans l'Ancien : l'investigation et les résultats d'Ardies *et al.* (2002) est un bel exemple trop peu suivi. L'organisation et l'architecture de ces réseaux de drainage (orientation, densité, ramifications...) influenceront en retour le style fluvial.

Le développement des piedmonts

Nous revenons au point de départ, le delta. En effet nous avons bien observé que le fleuve « *a fait reculer la mer par ses alluvions, et il a allongé son lit en même temps qu'il l'élevait* » (Fig. 26 ; Elie de Beaumont, 1844) ou que la progradation en domaine marin (ou lacustre) du delta de type Gilbert ou autre (e.g. Fayol, 1881) a été accompagnée de l'aggradation d'un piedmont continental (Fig. 27).

Le développement des piedmonts sera développé après avoir défini l'accommodation. C'est opportun et c'est dans la suite des choses.

I. 1. 4 – Sur l’accommodation

L’accommodation est l’un des concepts les plus riches issus de la stratigraphie séquentielle. Sans aucun doute c’est celui qui a permis à la fois d’ouvrir la stratigraphie aux autres disciplines des sciences de la terre en fournissant un outil utilisable et compréhensible par tous (et pour autant générateur de tant de débats et de polémiques). L’accommodation (Jervy, 1988) est l’un des principaux paramètres de contrôle des dépôts sédimentaires par l’existence en un lieu et un instant donné d’un volume potentiel ou d’un espace disponible dédié à cette accumulation.

L’espace disponible à la sédimentation

En domaine de plate-forme marine ou dans les domaines rattachés au niveau de base marin ou lacustre, la définition de l’accommodation est simple (**Fig. 33**) :

« An assessment of probable reservoir facies and sand continuity patterns is one of the important objectives of predevelopment basin studies. These depositional reservoir properties determine, to a large degree, the production potential of prospective basin. I hypothesize that these properties are, in considerable measure, a function of the interaction of three major geologic variables: (1) eustasy; (2) subsidence; and (3) sediment influx, within a time/space framework. If this hypothesis is true, then an understanding of these variables can aid predrill prediction of reservoir quality...

In order for sediment to accumulate, there must be space available below base level (the level above which erosion will occur)... This space made available for potential sediment accumulation is referred to as accommodation.

Accommodation is a function of both sea-level fluctuation and subsidence » (Jervy, 1988, p. 47).

De la sorte, les variations du niveau marin sont relatives, pour partie, eustatiques pour partie, liées à la subsidence. Cette notion, à fins quantitatives, est exprimée en langage davantage géologique par Posamentier *et al.* (1988, p. 110) :

« Accommodation refers to all the space available for sediment to fill, including old space (leftover space not filled during an earlier time) plus new space added, whereas new space added refers only to space contemporaneously being made available. Accommodation may vary as both the upper and lower boundaries of this space move up or down. The result is an accommodation envelope, which defines the space available for sediment to fill.

Relative sea-level change, rather than eustatic change only, controls accommodation change... This parameter is independent of sediment accumulating above the datum plane and should not be confused with water depth.

*Water depth involves the integration of a third parameter – sediment supply – with eustasy and tectonics. Water depth may be described as relative sea level less accumulated sediment, as illustrated in Figure **33**. Thus, relative sea level may continue to rise and add new space to accommodate sediment, whereas*

water depth may nonetheless simultaneously decrease if sediment is accumulating faster than relative sea level is rising ».

Ce qui se résume (merci G. Friès) de la sorte :

$$\text{Accommodation (x, y, z, t) = Sea level (x, y, z, t) + Subsidence (x, y, z, t)}$$

L'espace disponible n'est pas la bathymétrie

Autrement exprimé, c'est davantage la variation relative de niveau marin NMR (*relative sea level change*) que le changement eustatique (*global sea level*) qui contrôle l'accommodation. En effet l'eustasie est défini par référence à un *datum* fixe (le centre de la terre par exemple) et est indépendant de facteurs locaux. En revanche le changement relatif de niveau marin incorpore la subsidence locale, et/ou une surrection par rapport à un *datum* (le toit du socle par exemple) près du fond de la mer (Posamentier *et al.*, 1988, p. 114 et fig. 8). Ainsi il est conclut que le changement relatif du niveau marin est indépendant de l'accumulation de sédiment et ne doit pas être confondu avec la bathymétrie (*water depth*). L'analyse très mathématique faite par Posamentier *et al.* (1988) ne réfère jamais à la bathymétrie.

Ce point est essentiel pour notre analyse : **évitons de considérer accommodation et bathymétrie comme synonymes**. Les observations de Crumeyrolle *et al.* (1991, fig. 14) dans le bassin miocène de Digne permettent de le démontrer : **le secteur où l'accommodation est la plus importante est comblé par des dépôts fluviatiles alors que les dépôts marins (à bathymétrie plus importante) sont condensés et pelliculaires**. En accord avec les observations d'Allen (1997) et Posamentier & Allen (1999), l'évolution de la paléobathymétrie reflète le degré de comblement de l'accommodation par le sédiment alors que l'accommodation correspond au volume total disponible (**Fig. 34**).

Le Niveau Marin Relatif dans son environnement

Clairement définie en domaine littoral, l'accommodation doit l'être différemment en domaine continental ou en domaine profond (*cf.* Posamentier & Allen, 1999, p. 2 & 7). Elle apparaît alors comme une fonction de quatre variables principales qui peuvent se décomposer elles même en de nombreux paramètres :

« With regard to the primary factors controlling sediment accommodation, we will emphasise that there is no one dominant factor, but an interplay of numerous factors, e.g. eustasy, tectonism, basin physiography, sediment flux, and sediment compaction, whose relative importance can vary in different part of a basin » (Posamentier & Allen, 1999, p. 2).

L'accommodation doit donc être considérée comme le résultat d'une fonction « complexe » comprenant au moins 4 inconnues :

- l'eustatisme (et par extension la surface de la masse d'eau sous laquelle se font les accumulations sous-aquatiques et où s'enracinent les profils d'équilibre des rivières qui y arrivent),

- les mouvements verticaux du substrat qui prennent en compte notamment la subsidence tectonique, les chargements isostatiques et flexuraux et la compaction,
- la physiographie du bassin au travers de paramètres aussi variés que la morphologie du continent ou du fond de la mer, la largeur de la plate-forme marine, la distance aux sources de sédiments etc,
- le flux sédimentaire qui est lui-même fonction des dimensions de son bassin versant, des captures de rivières, du climat via le *runoff*, à travers des précipitations, de la couverture végétale, de la productivité primaire pour les systèmes carbonatés.

Une telle fonction ne peut être résolue aisément. Certaines simplifications supposent que la variable principale correspond aux variations relatives du niveau marin en domaine de plate-forme marine, à la tectonique en domaine continental. De supposés constants (Mitchum, 1977 ; Posamentier & Vail, 1988) les apports sédimentaires sont désormais considérés comme une variable (Einsele, 1992). La physiographie est l'autre variable encore sous-estimée : nous allons voir comment dans le cas des vallées incisées ou des canyons sous-marins, elle contrôle la sédimentation.

Enfin Posamentier & Allen (1999, p. 26) rappellent qu'une séquence complète :

« *In a marginal marine (or lacustrine) setting forms a regressive – transgressive – regressive facies succession deposited during a cycle of accommodation change* ».

L'accommodation fluviale : le développement des piedmonts

En domaine continental, l'espace entre le profil de la rivière et son profil d'équilibre *sensu* « courbe de lit » de Surell (1841) correspond à l'accommodation fluviale (Allen, 1990 ; Posamentier & Allen, 1999).

Au moins à l'échelle d'une séquence de dépôt de 3ème ordre, la sédimentation fluviale vraie, c'est-à-dire dans la plaine alluviale, aggrade pendant deux périodes.

- à la fin du prisme de bas niveau marin progradant. Celui-ci est souvent confiné dans des vallées et correspond classiquement à des systèmes de rivières en tresse. Toutefois la typologie du système reste fortement influencée par la physiographie initiale.
- pendant tout l'intervalle de haut niveau marin. C'est durant cette période que se développent les séries fluviales les plus importantes constituées surtout de dépôts de débordement et de chenaux méandriques. A subsidence égale, on aggrade donc le maximum de continental pour exhausser le profil fluvial quand la progradation de la plate-forme sous aquatique est maximale.

En d'autres termes,

- en domaine continental, la création d'accommodation est maximale à la fin du cortège de haut niveau, quand elle est minimale dans le domaine marin. C'est à ce moment que se développent les piedmonts fluviaux.

- **Par contre on supprime de l'espace disponible aussi bien en domaine continental qu'en domaine marin pendant la phase de chute du niveau marin relatif.**

Inversement, pour les tenants de la stratigraphie génétique, l'essentiel des séries fluviales se dépose pendant une montée relative du niveau de base donc essentiellement pendant les transgressions et l'accommodation en domaine continental tend à décroître pendant les phases de progradation. Ce point sera développé dans le § I.2.

L'édification d'un piedmont continental à la fin d'un cycle transgressif-régressif permet ainsi de réconcilier les approches des géologues et des géographes et plus spécialement celle des sédimentologistes et celle des géomorphologues.

Allen (G. ; 1990) a replacé dans un cadre séquentiel les observations d'Allen (J.R.L. ; 1974) et de Bridge & Leeder (1979) qui avaient montré que l'architecture des dépôts fluviaux et l'empilement des réservoirs étaient contrôlés par l'aggradation fluviale. **Pour un apport sédimentaire donné, le taux d'amalgame entre les chenaux fluviaux et les connexions entre réservoirs est inversement proportionnel aux taux d'accommodation fluviale et d'aggradation (Fig. 35).**

I. 1. 5 – Un modèle stratigraphique actualisé

Nous avons décidé de faire évoluer le modèle stratigraphique de la séquence pour y intégrer toutes les notions inventoriées précédemment. V. Delhaye-Prat s'est décidé à regrouper nos observations et à produire une limace du troisième type : voici donc sa proposition, synthèse d'une réflexion collective et d'une large concertation (Fig. 36).

L'organisation stratigraphique de cette nouvelle séquence (Delhaye-Prat, 2007, communication personnelle) se distingue des précédentes par :

- le profil de dépôt est représenté depuis le piedmont jusqu'à la plaine abyssale ;
- l'emboîtement de séquences est représenté avec 3^{ème} et 4^{ème} ordre (seulement modulé au 5^{ème}). Des phases de rétrogradation sont préservées dans les cycles HF ;
- les régressions forcées sont intégrées et mises en relation avec l'initiation de turbidites dans le bassin (BFF *pro parte* : cf. § I. 1. 2) ;
- le creusement des vallées incisées est mis en relation avec une partie du BFF ; leur emboîtement est pris en compte et le mode de remplissage en fin de développement du prisme de bas NMR (LST tardif) et en transgression est traité ;
- le SF est clairement mis en relation « temporellement » avec la progradation du prisme sédimentaire de plate-forme de bas NMR (*lowstand shelf margin delta*). Le flux sédimentaire se répartira en fonction des conditions physiographiques selon ces deux prismes dépositionnels, soit LSMD, soit SF, soit « mitigé ».
- en plus de la géométrie, la position de certains types de corps sédimentaires est traitée : chenaux fluviaux, dunes d'*offshore*, dépôts gravitaires proximaux (*shingle turbidites* ?), canyon sous-marin : ce schéma permet enfin de représenter

l'emboîtement des entités sédimentaires (tels que l'on peut le voir sur le terrain), les unités allocycliques, les environnements de dépôts et les corps sédimentaires.

Toutefois ce schéma reste imparfait. Par exemple :

- les phases de rétrogradation sont absentes des cycles HF de régressions forcées ou de ceux des LST.
- dans l'encart, la position de la MFS montrant la distribution des cortèges de dépôt est décalée par rapport à la position théorique (point d'inflexion en montée) : c'est la situation à la côte. Mais est-ce correct ? Catuneanu (2002) fait la différence entre le maximum de variation de l'accommodation et le recul maximum enregistré à la côte¹⁰.

I. 1. 6 – Sur l'influence des déformations sur la sédimentation

Au travers de l'évolution des paramètres contrôlant l'accommodation, donc l'architecture stratigraphique des sédiments, les déformations, compaction et tectonique, sont partie prenantes.

Le signal sédimentaire est déformé dès les premières phases de l'enfouissement du sédiment :

- par la compaction (**Fig. 37**). Cette notion a été très largement médiatisée par notre laboratoire pour que je renvoie le lecteur intéressé à tous nos travaux, depuis la thèse de Pinoteau (1986) à l'article sur les injectites (Parize *et al.*, 2007). Notons que son influence géométrique n'est appréciable que par effet différentiel : divergence des dépôts au voisinage d'une paléofalaise (Beaudoin *et al.*, 1987 ; Maillart, 1991), l'aplatissement « listrique » d'une faille normale comme dans la cluse du Vançon...
- par la diagenèse. Les effets de bord dans le remplissage des paléovallées incisées par cimentation préférentielle au voisinage de leurs flancs ou la lithification précoce des carbonates bioclastiques qui se débitent en « frites » au cœur des plis de Vaison-la Romaine, du Lubéron ou de Montbrun-les-Bains illustrent de cette notion.
- par la tectonique.

Nous avons tous vu illustrer ces « relations tectonique et sédimentation » par des exemples de failles scellées présentées le plus souvent comme synsédimentaires. De cette problématique – essentielle – bien trop souvent ramené à un sujet bateau, il faut impérativement rappeler que :

- Les vrais exemples de faille synsédimentaire sont à rechercher dans des contextes de tectonique gravitaire, de blocs basculés... Une faille synsédimentaire est toujours scellée, la réciproque n'est pas vraie. Les objets les plus fréquemment décrits correspondent à des failles scellées.
Une faille scellée ne va pas expliquer le fonctionnement d'un bassin sédimentaire. L'exemple des failles liasiques du Vançon, dans le secteur de Saint-Geniez, est démonstratif : failles normales, oui, mais sur l'extrados d'un pli conique (Dieulin,

¹⁰ « Paradigme » et « palimpseste » ne pouvaient être absents de ce lexique séquentiel...Ce qui est fait.

1976 ; Beaudoin, communication orale). Il faut distinguer les déformations selon leur longueur d'onde.

- Cette relation entre tectonique et sédimentation doit être remplacée dorénavant par celle entre la tectonique, l'eustatisme et le flux sédimentaire.

L'année du Congrès Géologique International de Paris, 1900 est riche pour le Bulletin de la Société Géologique de France qui consigne présentations et remarques toujours de grande actualité. Bertrand (Marcel ; 1900) publie « ... sur la formation des chaînes de montagnes », Dollfus (1900) ses « excursions aux environs de Paris », Haug (1900) sur les « géosynclinaux et les aires continentales ». Munier-Chalmas propose une synthèse sur « les plissements du Pays de Bray pendant la période tertiaire » qui provoque une courte intervention de Bertrand (1900, p. 66) qui

« ne peut s'empêcher d'exprimer son admiration pour l'ingénieuse précision des observations de M. Munier-Chalmas et pour les conséquences qu'il sait en tirer. Pour l'histoire du Bray pourtant, il se demande s'il est nécessaire de supposer le mouvement discontinu. M. Munier-Chalmas prouve qu'il y a eu des alternatives d'exhaussement et d'affaissement. Mais la discontinuité des phénomènes de ravinement pourrait être expliquée par l'intermittence des mouvements de la mer ; chaque fois qu'il y a transgression (toujours au milieu de l'étage, puisque les limites de nos étages sont établie aux points de discontinuité de faunes, c'est-à-dire aux époques de régression), la mer dénuderait le dôme en formation, et l'épaisseur plus grande des dépôts qui en résulterait en certains points suffirait à expliquer leur affaissement momentané ».

C'est peut être la première fois que les influences effectives et relatives de la déformation et de l'eustatisme sont pris en compte pour discuter les relations entre tectonique et sédimentation. Cette courte prise de position peut se décliner de plusieurs façons :

- Continuité ou discontinuité de la déformation ? autrement dit quelle est la validité de la notion de phase « cataclysmique » telle qu'elle a été définie (Fig. 38) par Elie de Beaumont (1830) et entretenue depuis. Je milite pour cette continuité certainement plus que de mesure mais elle a plus de sens que ces phases « directionnelles » : le champ subméridien de fractures de Banon, d'âge Aptien inférieur (Beaudoin *et al.*, 1986 ; Joseph *et al.*, 1987 ; Friès, 1987 ; Parize, 1988) a été attribué à l'extension oligocène par convergence d'orientation (*e.g.* Goguel, 1947 ; Bergerat, 1985).
- Une transgression scelle l'état d'une déformation à un moment donné, état accentué par l'ampleur du ravinement, autrement dit la caractérisation de la déformation tectonique (autre que gravitaire et synsédimentaire) ne paraît possible que grâce à ces successions de transgression, régression et érosion. Le développement d'un nouveau réseau de drainage/fluvial est l'illustration formelle que la sédimentation ne peut plus accommoder la déformation : notre « phase » fini-burdigalienne du BMRP.
- Continuité ou discontinuité de la sédimentation ? Les occurrences de biseaux divergents affectant le remplissage du BMRP au contact de son substratum sont nombreuses. Leur présence comme sur la bordure occidentale des Baronnie (Rubino,

1993 ; Rubino et Parize, 1997) sont l'illustration de la notion de NMR et atteste l'existence de ravinement accompagnant la déformation (**Fig. 39**).

Dans le « Vélodrome » d'Esclançon-Tanaron, la spectaculaire organisation en éventail de la Molasse Marine du Burdigalien, notamment cartographiée sous le signal d'Esclançon par C. Grandjacquet (Gigot *et al.*, 1974), n'a été possible que parce qu'entre chaque unité tectono-sédimentaire (séquence HF) il y a eu érosion, ravinement et/ou creusement de vallées fluviales (Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Wonham, 1996 ; Parize *et al.*, 2003, Besson *et al.*, 2005).

Nous verrons par la suite comment quantifier la déformation grâce à la stratigraphie.

« Il appartient à la science de classer et de comparer les méthodes et les techniques, de soumettre leurs bases à un examen critique et de déterminer les limites de leur application ; mais leur application judicieuse restera toujours un art. Qui dit art, dit valeur ; or les jugements de valeurs concernent une personne ou un groupe, souvent dominé par une personne. C'est probablement cette pensée qui a inspiré à Rosenbuch cette boutade, rapportée par J.-J. Sederholm : « Il n'y a pas de théorie ; il n'y a que des autorités. Les autorités meurent, et leurs caudataires se rassemblent dans le sillage d'une nouvelle autorité » » (Wegmann, 1951, p. 57 ; c.f. Wegmann, 1943, p. 273).

I. 2 – Des controverses et de leurs enseignements

« « Pour... ne pas se perdre dans l'énorme quantité des détails et dans la grande diversité des opinions contradictoires, le plus important, pour aborder un problème scientifique, c'est de ne jamais oublier la liaison principale historique, examiner chaque question du point de vue de la création du phénomène au cours de l'histoire. Il faut examiner les étapes franchies par ce phénomènes et, à la lumière de son développement, examiner son état actuel ». Ces paroles de V. I. Lénine, qu'il a prononcées pendant la conférence sur l'Etat, tenue en 1919, à l'Université communiste de Sverdlov, doivent nous indiquer la voie à suivre. En déterminant la notion de flysch, nous rencontrerons une très grande variété de pensées, souvent contradictoires » (Vassoevich, 1948, p. 7).

Cette méthode d'analyse bibliographique, combinée à un très certain talent d'observation et à une indéniable rigueur d'analyse a permis à Vassoevich (1948, 1951 ; orthographié en Vassoevitch sur le site WEB de la Bibliothèque Lyell de Londres) de faire avancer la compréhension du flysch et, au delà, d'avoir inspiré les méthodes d'analyse séquentielle, e.g. Lombard (1956)...

Notre science géologique est pleine de ces controverses et de quelques polémiques. Le mot de la fin revient toujours au terrain, à la donnée de base.

I. 2. 1 – Sur le référentiel d'analyse

L'attitude du plan de stratification So, surface d'équilibre des particules au moment de leur dépôt, a été un sujet de vives polémiques au 19^{ème} siècle et qui s'est largement prolongé tout au long du 20^{ème} siècle.

Horizontal ou pas ?

Longtemps a prévalu le modèle de Sténon (1669, 1679) qui veut que toute couche s'était déposée à l'horizontale et que son basculement ne pouvait être que postérieur et dû à la tectonique. « *L'horizontalité primitive des dépôts* » (Fig. 40) éventuellement associée « *avec affaissements successifs du sol* » est élevée au rang d' « axiome » par Dufrénoy & Elie de Beaumont (1841). Ce principe empêche d'envisager l'existence de paléopentes dans les bassins sédimentaires et le rôle de la gravité dans la sédimentation en masse (e.g. Gras, 1835 ; Goguel., 1938...).

Cette horizontalité « forcée » a été discuté par les observations (Lyell, 1842-1863) et rendu caduc notamment par les expériences (Fig. 14) entreprises par de Wegmann (1850) ou Fayol (1880, 1881a, b, c & d, 1886) : les particules les plus légères ou ayant la plus grande flottabilité et qui se déposent par décantation peuvent s'accumuler en couches successives horizontales (ou qui en sont faiblement éloignés) ; l'inclinaison des surfaces de dépôt de conglomérat peut dépasser 30° comme dans certains deltas (e.g. Fig. 27).

Un résumé partisan des arguments des uns et des autres est fait par Fayol (1886, p. 515 à 531). Le débat est plus que scientifique : il détermine les règles de prospection du charbon dans le centre de la France (Fayol, 1881c, p. 1470).

Sur la continuité latérale de ce référentiel

Depuis sa découverte par Hébert (1860) pour rendre compte de l'évolution entre les calcaires lacustres de Champigny et le gypse (en toute rigueur avec les deux masses supérieures du gypse) ou entre la haute-masse de gypse et l'albâtre d'Annet, la variation latérale de faciès est d'un usage courant. Elle impose l'idée d'un **strict isochronisme entre deux faciès contigus, dans la limite de résolution des repères chronologiques et à condition que le dispositif soit contraint stratigraphiquement en haut en en bas.**

Cette notion avait montré sa pertinence en fournissant une explication probante à la variabilité faciologique ludienne dans des marais salants (au droit d'aire subsidente). Goguel (cf. 1944 : fig. 231) la suggéra à Demarcq, lors de la soutenance de son mémoire de III^{ème} cycle (e.g. Demarcq, 1955) et ce dernier en fit un usage inconsideré pour rendre compte de la variabilité des molasses (**Fig. 41**), des sables et des marnes du Miocène rhodanien (Demarcq, 1962-1970). Longtemps cet abus occulta les résultats de Combaluzier (1932) qui avait donné un sens lithostratigraphique aux formations molassiques et autres (**Fig. 42**) et ramena l'analyse du remplissage du BMRP à un état d'avant les synthèses initiales de Fontannes (1875-1892) et Depéret (1892, 1893, 1895).

Les relations entre la plate-forme et le domaine de talus du BSEF au Crétacé moyen ou les réseaux de vallées incisées décrits dans le BMRP, leurs déboîtements successifs suivis de leurs emboîtements, fournissent la démonstration de l'inadaptabilité de cet outil d'analyse. Nous verrons comment la stratigraphie séquentielle (identification des séquences) dans un cadre biostratigraphique le plus précis possible, va permettre d'améliorer très sensiblement la résolution temporelle des corrélations. En ce sens et ce n'est pas là son moindre paradoxe, la géométrie raisonnée (caractérisation puis suivi de surfaces séquentielles repères ou cyclostratigraphie) constitue la seule voie vers une chronologie à haute, voire très haute résolution.

I. 2. 2 – Sur Flysch ou Molasse

C'est par sa problématique et les habituels lieux de recherche, et non par hasard ou autre, que ce projet touche, à la marge, à la fois aux « Flyschs » et la « Molasse ». Je ne peux ignorer les controverses qu'ils ont suscitées l'un et l'autre. Il serait dommage de ne pas s'y intéresser d'autant que nous quittent les uns après les autres, leurs derniers protagonistes et/ou contributeurs, pour des retraites bien méritées.

Comment illustrer simplement cette problématique ?

- Par la note de Mangin (1962 : *Traces de pattes d'oiseaux et flute-casts associés dans un « faciès flysch » du Tertiaire pyrénéen*) et celle de Beudoin & Gigot (1971 : *Figures de courant et traces de pattes d'oiseaux associées dans la molasse miocène de Digne, basses Alpes (France)*) dont la démonstration est sans appel ?
- L'association du flysch à une sédimentation d'avant fosse, *foredeep*, venant en concordance géométrique sur son substratum et de la molasse à une sédimentation de bassin d'avant pays, *foreland*, en discordance sur les plus anciens chevauchements.
- Par l'enthousiasme mesuré de Bouma en 1958 (7ème Congrès international de Sédimentologie : « *Dans le dépôt de grès de Peira Cava, le pourcentage des*

caractères des courants de turbidité ... est faible » p. 899), légèrement plus affirmé en 1959 (Symposium hollandais sur la « Sedimentology of recent and old sediments » : « *The theory regarding turbidity currents assumes parallel bank of large dimensions. In this region, however, we have observed that actually the extend is not so vast* » p. 224), et finalement pleinement assumé par ce dernier en 1964 (« *Turbidites* », coédité avec Brouwer).

Au passage, saluons le bel article de Gubler (1959) faisant suite à sa communication au congrès de Lausanne : l'une des toutes premières descriptions et analyses « modernes » des Grès d'Annot et donc des turbidites.

Subjectivement, il existe quelques rares (*sensu* excellentes) synthèses sur (i) le terme de flysch et l'évolution de son usage, retenons celle de Hsü (1970) ou (ii) sur sa géométrie et son organisation faciologique, retenons celle de Walker (1970). Des travaux du même ordre portant sur la molasse sont plus rares, soulignant peut être un plus grand consensus sur le sens donné à ce terme. De mes lectures, il apparaît que :

Le Flysch

N'était pas que le nom du chien d'Y. Gubler¹¹ ;

Est un terme vernaculaire entré en littérature scientifique grâce à Studer (1827, p. 40) dans ses « *Remarques géognostiques sur quelques Parties de la chaîne septentrionale des Alpes* » :

« Le fond de la vallée, depuis Erlenbach jusqu'à Zweisimmen, tout la Hundsrücken et le fond de la vallée d'Ablantschen, les Saanenmooser, le fond de la vallée de Rougemont et le château d'Oex, la vallée élevée des Mosses jusqu'à Sepey, toute cette ligne parallèle à la direction des Alpes est occupée par une formation qui se montre en général sous la forme de schistes et de grès gris noirâtres, mais qui prend un caractère très compliqué par la présence de blocs et de couches calcaires subordonnées, de grandes masses de brèches calcaires, de couches de quartz et de silex pyromaque noir et vert de poireau, etc. Les roches où la structure schisteuse prédomine sont appelées Flysch dans le pays, et nous pouvons sans inconvénient étendre cette dénomination à toute la formation ».

Flysch a acquis progressivement un sens lithostratigraphique ou une signification orogénique précis. Plus il était précisé, détaillé, révisé, plus son usage était débattu. Il existe cependant quelques étapes essentielles :

- Bertrand (1897, p. 170) le libère de toute contrainte stratigraphique et l'exporte au-delà des mers comme un « faciès récurrent » d'un cycle orogénique comme un des

« faciès ou formations de montagne.

Les termes de ce cycle sont donc :

A faciès gneissique (terrains qui constituaient le fond du premier géosynclinal) ;

B faciès flysch schisteux, ou remplissage du premier géosynclinal, sur l'emplacement de la zone central ;

¹¹ Fondatrice de l'Association des Sédimentologiste Français

C faciès grossier, ou remplissage des géosynclinaux de bordure, après élévation de l'axe central ;

D poudingues et grès grossiers (faciès grès rouges), développé au pied de la chaîne déjà soulevée ».

Dans les Alpes occidentales, B *pro parte* peut correspondre au flysch créacé à helminthoïdes, C les grès d'Annot y compris les schistes à blocs et D la molasse miocène.

- Introduit par un modèle d'analyse bibliographique d'un sujet au cœur d'une polémique, Vassoevich (1948, 1951) propose toute une gamme d'outils pour analyser les successions rythmiques caractéristiques de ce faciès et des alternances *sensu lato* (Fig. 43). Il établit notamment le motif/séquence élémentaire du flysch, ce qui deviendra ensuite la séquence « de Bouma » (Fig. 44 ; cf. Lombard, 1972, fig. 52). Sa contribution est essentielle.
- Le flysch est clairement associé à un stade orogénique : il est synorogénique comme le rappelle Lombard (1956) et s'accumulerait dans le géosynclinal.

« *Le flysch est un faciès géologique et n'est plus considéré comme une formation d'âge déterminé. Il est caractérisé d'abord par les roches qui le constituent et accessoirement par ses faunes* (p. 567). *Le flysch dans son ensemble est considéré comme synorogénique* (p. 583) (mais sous réserve qu'il se rapporte à des géosynclinaux en voie de fermeture (p. 570). *Alors que le flysch est essentiellement marin, la molasse est formée en milieu paralique où voisinent des dépôts littoraux, lagunaires, marins et d'eau douce... Il y a passage du faciès flysch au faciès molassique* » (p. 571).

Or la notion de géosynclinal est elle-même ambiguë. Selon son créateur Hall (1859) – rapporté par Haug (1900, p. 619) – le géosynclinal correspondrait au sillon molassique et non à la fosse marine :

« *Il existe en apparence une certaine contradiction entre le principe de James Hall et cette constatation capitale faite par M. Suess (à savoir le caractère pélagique du remplissage du géosynclinal). En effet les auteurs américains, et James Hall lui-même, ont souvent insisté avec beaucoup de force sur le caractère littoral ou tout au moins « peu profond » (shallow) des sédiments accumulés dans les géosynclinaux* ».

Et pourtant Haug (ibid., p. 632) attribue un caractère de loi générale à la constatation suivante :

« *les géosynclinaux constituent, avant leur comblement, des dépressions marines d'une profondeur assez considérable* ».

Et l'emploi de nombreux préfixes, auto, épieu, eu, exo, idio, mio, ortho, para, paralia, taphro, zeu, zeugo... notamment inventoriés par Lombard (1956, p. 592-594) n'a pas clarifié le débat.

Je n'ai pas trouvé une réelle équivalence entre cette notion, omniprésente jusque dans les années 70, et les modèles de bassins et de chaînes hérités de la théorie de la tectonique des

plaques : pente continental et passage au bassin océanique, fosse de subduction ou bassin d'avant pays. Une transposition non discutée serait donc malencontreuse.

- Enfin le flysch est traité comme un dépôt « *deep water, up to 200 m* » de « *turbidity currents... Some flysch beds have been formed by a combination of sliding and turbidity flow (= fluxo-turbidites)* » (Kuenen, 1959) ou marin, profond, turbiditique (Lombard, 1959). Le flysch dans cette acception faciologique et lié à un processus hydrodynamique ne doit plus être restreint aux grandes profondeurs marines : les dépôts turbiditiques se retrouvent en domaine continental ou de plate-forme marine , e.g. Mutti *et al.* (1999).

La Molasse

Est entrée en littérature scientifique bien avant le flysch grâce à Saussure qui donne un sens géologique à un usage de carrier. Rutsch (1970) fait état d'une facture établie en 1318 « *de lapidus molacissis de versus Lausannam* » pour approvisionner un chantier de construction. Cet usage pourrait dater de l'installation romaine le long du Rhône où les monuments antiques ont été édifiés grâce à une pierre tendre comme la « pierre du midi » en Provence ou la « molasse » en Suisse, un grès feldspathique à ciment calcaire selon Cayeux. Bessier (1958b, p. 856) fait remarquer que comme cette pierre se désagrège rapidement, cette mollesse aurait été à l'origine de son orthographe française « mollasse » alors que les suisses qui en taillaient des meules, « *mola* », l'orthographient « molasse ». Notons que les grès très grossiers et les microconglomérats de la séquence S1 miocène du BMRP ont été souvent taillés pour servir de meules. Quoiqu'il en soit, « *Molasse devient l'expression même d'un faciès. Un faciès fréquent, hautement significatif dans la vie d'un orogène : faciès détritique synorogénique et paralique d'avant-fosse de subsidence* » (Bersier, 1958, p. 856) : « *la molasse est typique des dépôts de bordure d'orogène* » (Lombard, 1956, p. 557).

La molasse helvétique (aquitaniennne de Lausanne) est un grès fluvial ou fluvio-deltaïque organisé en séquences de type cyclothèmes (Bersier, 1959, p. 889) : elle supporte le premier modèle de faciès fluvial, juste avant Allen (J.R.L., qui en fin de carrière tentera de prendre sa revanche avec le tidal, juste après Visser). Même si parfois des séquences molassiques prennent l'aspect de séquences granoclassées, turbiditiques, la présence de faunes de milieu dessalé atteste de dépôts estuariens (Kuenen, 1959, p. 1019).

Dans le SE de la France, le terme « molasse » correspond à une roche bioclastique ou mixte (bioclastes et grains de quartz), fréquemment poreuse et peu cimentée (Gignoux, 1936 ; Demarcq, 1970) comme la Pierre de Saint-Paul-Trois-Châteaux. C'est fréquemment un calcaire tendre composé en grande partie de débris triturés de divers organismes, tels que des bryozoaires, des nullipores, des échinides, des mollusques, correspondant à un véritable « *faciès de charriage par des courants littoraux dans une mer peu profonde* » (Dépéret, 1894, p. 675).

L'analyse de faciès montre que la molasse correspond à des dépôts tidaux en environnement peu profond (Lesueur *et al.*, 1990 ; Rubino *et al.*, 1990 ; Parize, 1996... ; cf. Kuenen, op. cit.). Cette molasse constitue des passées successives entre des horizons marno-argileux à silico-clastiques et acquiert une signification stratigraphique (Combaluzier, 1932) : les dépôts sableux fluvio-deltaïques comme les Sables de Valréas appartiennent à la molasse périalpine mais ne sont pas strictement des molasses provençales ! Les sables molassiques du Bas Dauphiné présentent des évidences d'influences tidales ou de houle. Nous employons

trop régulièrement et abusivement « molasse » comme synonyme de dépôts bioclastiques et/ou tidaux et/ou transgressifs pour qu'il n'en reste pas dans la suite de ce mémoire !

Et s'il fallait prendre position... ?

Encore récemment l'emploi des termes « flysch » et « molasse » impliquait une stricte relation avec une chronologie orogénique. Il s'agirait avant tout :

- de faciès (i) précis dans le cadre du flysch (originellement des alternances turbiditiques distales), (ii) plus « dilué » en ce qui concerne la molasse qui recouvre un spectre plus large des dépôts continentaux aux dépôts marins littoraux. Les Grès d'Annot illustrent le terme classique pris par flysch lorsqu'il s'agit de l'unité inférieure du Lauzanier, des empilements de Dormillouse, et même de Peira Cava, plus difficilement quand ils sont pris au-dessus du village d'Annot ou du hameau des Scaffarels. De la même façon, les turbidites aptiennes vocontiennes T2, T1b, la partie distale des T1a seraient des flyschs alors que les T1a, les T3... n'en seraient pas (Friès & Parize, 2003). Pour éviter ces difficultés, l'usage du terme flysch pourrait être étendu à tout ce qui relèverait de la sédimentation turbiditique *sensu lato*, *i.e.* du slump au TBT distales (*cf.* Mutti, 1977, 1992).
- dans un environnement tectonique varié de dépôts marins profonds de marge passive obductée ou de bassins flexuraux, transportés ou non dans le cas du flysch ou d'avant-pays « molassique » dans le cas de la molasse.
- Même si... Caire (1957) en n'associant pas sa série de Medjana ou Medjanien, *i.e.* « grés-micacé » (*cf.* Raymond, 1976), à un dépôt post-orogénique, avait inventé la séquence « de Bouma » (Fig. 44), évitons toute ambiguïté en évitant de donner au terme flysch un sens orogénique que la molasse peut revendiquer. Dans la deuxième partie de ce mémoire, les dépôts molassiques du sillon – bassin flexural – périalpin, dont l'extension défini en France le bassin molassique rhodano-provençal, BMRP, seront largement mis à contribution : un bassin molassique devrait donc se terminer par l'édification d'un piedmont continental

I. 2. 3 – Sur les dépôts gravitaires

Les dépôts gravitaires ne pouvaient être absents de ce mémoire. Ils ont été au cœur de près de la moitié de mes projets de recherche ou d'études contractuelles depuis une quinzaine d'années. Au delà d'une illustration de controverses, cette synthèse est destinée rappeler quelques évidences mal partagées :

La bréchification in situ ou l'influence des pentes

Deux grands types de dépôts gravitaires peuvent être décrits en fonction de leur composition et de leur importance volumétrique : des slumps ou des débrites, argilo-calcaire à argilo-gréseux, fréquemment très épais et des couches gréseuses massives ou alternantes avec des argiles à l'origine des accumulations de type « flysch ».

Comme la série mézosoïque du BSEF est l'un des supports de ce mémoire, profitons donc que « les contournements et accidents de sédimentation » (Gras, 1835, p. 52 et p. 78) y

ont été décrits tant dans la série jurassique que celle crétacée dès le début du 19^{ème} siècle. S. Gras (1835, p. 52) observe des

« couches ordinairement contournées, onduyantes, et il leur arrive de se replier sur elles même en faisant plusieurs zigzags dans un très petit espace. Bien que la courbure des points d'inflexion soit très considérable, on n'y voit aucune déchirure ; quelques fois même à ces couches sinueuses et tourmentées en succèdent d'autres parfaitement plane, et ne participent en rien aux dérangements de celles qui précèdent »

et les interprète (Id., p.53) comme résultat de mouvements synsédimentaires car

« on ne peut expliquer ces accidents bizarres qu'en admettant que pendant la formation même du dépôt, le sol a éprouvé des froissements ou mouvements peu étendus qui ont surpris les couches encore molles et les ont contournées comme on le voit aujourd'hui ».

Goguel (1938b) s'inscrit résolument dans la continuité de son camarade. De retour de voyage en Union Soviétique et d'une excursion dans le Caucase (1938a), à l'occasion du congrès géologique international, il a le grand mérite de réactualiser les « contournements de couches » et les « brèches » et de leur faire de la publicité juste au moment où la sédimentologie devient dynamique (Fig. 45). Il propose les premières cartes d'extension de ces dépôts intercalés dans les alternances marno-calcaires pélagiques du Crétacé vocontien. Comme ses devanciers (Gras, 1835 ; Paquier, 1900...), il n'envisage pas le rôle des pentes pour fournir un mécanisme, le souvenir d'Elie de Beaumont est encore vivace, et préfère parler de hauts fonds dans la fosse vocontienne. Ce modèle ne fait aucun cas des données biostratigraphiques (cf. Leenhardt, réunion extraordinaire de la SGF du 19 septembre 1895 près de Saint-Geniez). Il sera repris récemment (Gabaglia, 1997 ; Bouchette, 2000 ; Séguret *et al.*, 2001) : c'est la raison pour laquelle un bref état de l'art, là encore, me semble utile.

Fayol (1881, 1886) est encore (!?) le premier à modéliser l'importance des pentes et de l'apport sédimentaire dans le déclenchement des glissements sous-aquatiques et autres accidents de sédimentation (Fig. 14) lors de ses expériences en bassin (cf. *supra*).

A la fin du 19^{ème} siècle, Leenhardt (1895) est le premier (?) géologue alpin à mentionner l'existence d'érosion et de remaniements dans la série crétacée vocontienne (p. 830) malgré l'influence de Kilian (1895, p. 830 et p. 831). Il faudra passer le milieu du 20^{ème} siècle pour que l'importance de la sédimentation gravitaire vocontienne soit enfin prise en compte grâce à Tempier (1966, 1972) et Remane (1966, 1970) pour les brèches carbonatées et à Aboussouan (1963) pour les sables massifs silico-clastiques. Dans un cadre spatio-temporel précis, Beaudoin (1972, 1977) propose une évolution dynamique de ce bassin au Tithonien et au Berriasien et du fonctionnement des pentes (Fig. 20) ; Ferry (1976) propose un des tous premiers modèles de faciès des dépôts gravitaires carbonatés basé sur son étude des dépôts du Barrémien... Rubino (1983, 1989) et Friès (1987) montrent que les systèmes apto-albiens vocontiens se superposent à leurs devanciers carbonatés et suivent la même évolution. Enfin le travail de Savary (2005, fig. 7) apporte un démenti bien argumenté aux récentes propositions montpelliéraines (Gabaglia, 1997 ; Bouchette, 2000 ; Séguret *et al.*, 2001) – qui tentèrent de réactualiser la bréchification *in situ* – **en reconnaissant aux systèmes carbonatés le même pouvoir de fracturation hydraulique de leurs berges que leurs équivalents silico-clastiques** (e.g. : Beaudoin *et al.*, 1983 ; Parize & Beaudoin, 1988).

L'importance de la source

Le glissement du Grand bank ou George bank en 1929 (Heezen *et al.*, 1954 ; Elmendorf & Heezen, 1957), au large de Terre Neuve, est un des éléments fondateurs de la dynamique gravitaire et de la sédimentologie dynamique *sensu lato*. Son premier intérêt est de montrer les conséquences environnementales des instabilités de pente et le second la dynamique (soit la masse par l'accélération) de ces écoulements gravitaires.

Son enseignement a imposé l'idée que le mécanisme de la déstabilisation était tellurique et que tout courant de turbidité – aujourd'hui nous parlons plutôt d'une « bouffée » à la suite de Ravenne & Béghin (1983) – partait d'un slump évoluant en débrite pour donner une belle turbidite granoclassée. Le tremblement de terre d'Orléanville (El Asnam, puis Chlef depuis octobre 1980) en 1954 et le glissement gravitaire qui s'en suivit (Bourcart & Glangeaud, 1958) apportèrent des arguments supplémentaires à ce modèle.

Ce modèle génétique a longtemps occulté d'autres processus possibles comme les courants hyperpycniaux (*e.g.* : Parize *et al.*, 1989 ; Mulder *et al.*, 1997) ou les discussions sur l'importance de la source. Et pourtant les exemples du delta de la Magdalena (Colombie ; Heezen, 1956) ou du Var (France ; Bourcart *in* Ottmann, 1965, p. 222 ; Ottmann, 1965, p. 228) associent clairement crues et instabilités gravitaires. Tout d'abord restreint à une influence locale (Magdalena ou Var), le rôle des crues à l'origine de courants hyperpycniaux est montré pour plus des deux tiers des fleuves par Mulder & Syvitski (1995) ; il est désormais quasi général avec le phénomène de reconcentration de l'écoulement, qui porte l'estimation précédente à 84 % des fleuves (Parsons *et al.*, 2001).

De nos travaux sur les systèmes gravitaires du domaine vocontien, nous avons retenu que toutes les turbidites ne sont pas génétiquement liés à des slumps ou des débrites en position plus proximale ; au contraire, elles sont directement héritées d'une source sableuse *ad hoc*. **Les sables turbiditiques sont massifs parce que leur source était massive (Fig. 46)**, *i.e.* matériel vanné et assez bien trié. Ce qui peut se résumer de la sorte : un courant de gravité s'arrête lorsqu'il n'a plus de d'élutriation ou plus rien à trier (*e.g.* : Parize *et al.*, 2001 ; Friès & Parize, 2003). Nous développerons ce point dans la deuxième partie de ce mémoire.

La séquence granoclassée

La séquence granoclassée (Kuenen & Migliorini, 1950), popularisée sous l'appellation séquence de Bouma (1959, 1962) est le faciès de référence des systèmes turbiditiques (Fig. 44). L'inventaire des nombreux travaux portant sur ce sujet publiés entre les années 40 et 60, indique que Vassoevich (1951 ; *cf.* Lombard, 1972, fig. 52), Kuenen (1953), Caire (1957) ou encore Nestéroff (1961) devraient être associés à cette contribution. Observée sur le terrain par Migliorini, elle devient synonyme de processus grâce aux expérimentations de Kuenen. Elle n'est que le témoignage du dépôt d'un courant chargé en sédiment et turbulent, sans implication bathymétrique. C'est par exemple l'analyse raisonnée des faunes associées à ces dépôts qui sera diagnostique de l'environnement (*e.g.* Kuenen, 1959). Dans le Sud-Est de la France, les Grès d'Annot ont été l'un des supports de la caractérisation des ces dépôts.

A Peira Cava, **Bouma (1962) a réalisé le premier modèle prédictif en géologie sédimentaire** – même si la fameuse séquence y est très discrète (en compagnie de J.-L. Rubino, P. Imbert ou de T. Mulder, il nous semble qu'il n'en existe pas plus de 2 (?) exemplaires le long de la coupe de la Cabanette – tandis qu'à Annot, **Stanley (1962) réalisait**

l'une des toutes premières reconstitutions paléomorphologiques d'un domaine de sédimentation.

Cette séquence granoclassée correspond à la superposition des faciès F8 et F9 *sensu* Mutti (1992) et Mutti *et al.* (1999). Elle ne doit pas être confondue avec un banc présentant une discontinuité indicatrice d'une surface de transit. Par extension, il faut éviter de superposer les faciès F2 à F9 afin de constituer une hypothétique séquence complète !

I. 2. 4 – IVF or not IVF

Bien avant leur intérêt pétrolier ou leur signature stratigraphique, le prolongement submergé du talweg des rivières côtières était un fait acquis bien au-delà de la Bretagne (de Lapparent, 1883). Il correspond aux « incised valleys » de la littérature stratigraphique récente (*e.g.* Wilgus *et al.*, 1988 ; van Wagoner *et al.*, 1990) et ce terme « ... » ne me paraît pas redondant contrairement à l'avis de Blum & Törnqvist (2000, p. 18 : *cf. infra*).

L'origine de ce ravinement fluvial peut être discutée : ainsi Leeder & Stewart (1996) reconnaissent deux mécanismes les plus probables parmi de nombreuses combinaisons entre les débits d'eau, la charge sédimentaire, la géométrie du chenal, la pente du talweg :

- *Kinetic incision* ou ravinement par débit. Elle est provoquée par l'augmentation du débit d'eau et de la charge sédimentaire en réponse à des modifications climatiques de l'arrière pays. Elle serait légèrement plus précoce à l'amont. Les périodes chaudes, *hothouse*, seraient propices à un tel ravinement.
- *Potential erosion* ou ajustement au niveau de base. L'illustration la plus connue de ce mécanisme est fournie par le Mississippi (Fisk, 1944) dont la vallée s'encaisse, suivi de son alluvionnement au cours des cycles glaciaires du Pléistocène. Sans perdre à propos que Blum & Törnqvist (2000, p. 18) postulent que :

« *Nowhere is confusion more apparent than in sequence-stratigraphic models for 'incised valleys' (hereafter valleys or paleovalleys, since all valleys are incised, by definition) that assume relative sea-level fall produce incision, and an upstream-propagating wave of stream rejuvenation, which produces sediments that entirely bypass the coastal plain and newly emergent shelf to provide a critical volume of sediment for systems tracts further basinward* ».

Si je vais davantage développer ce dernier point, c'est que tous les exemples que j'ai eus à traiter montrant des systèmes fluviaux connectés avec la mer – *i.e.* des complexes estuariens – m'y ont certainement conforté, la question suivante ne doit pas être éludée :

Les estuaires actuels sont-ils des estuaires *sensu* Allen (1991), Allen & Posamentier (1993), Dalrymple *et al.* (1992) ? c'est-à-dire liés à une vallée incisée *sensu stricto* ?

De nombreux (tous ?) estuaires actuels correspondent à l'ennoiement « flandrien » de vallées fluviales creusées soit antérieurement soit lors de la dernière glaciation. Longtemps, ce creusement a été donné comme contemporain de la chute du niveau de base, au début de la glaciation. Il semble désormais acquis que le creusement de ces vallées fluviales se réalise plutôt principalement lors des débâcles post-glaciaires (Guillocheau et Clauzon : communications orales). Les terrasses fluviales n'apparaissent pas seulement comme des

aggradations du lit fluvial liées à la progradation de deltas de bas niveau ; elles peuvent être enrichies par des coulées de solifluxion provoquées par les premiers réchauffements post-glaciaires. La chronologie suivante serait plus réaliste :

- Glaciation et chute du niveau de base :
Les rivières sont asséchées, leur creusement est faible et localisé (sauf peut-être dans leur cours aval et dans tous les secteurs à faible subsidence).
- Fin de la glaciation, début du réchauffement :
Dégel en surface et coulées de solifluxion vers les zones basses. Les talwegs constituent des pièges à débris qui vont constituer les futures terrasses.
- Poursuite du réchauffement :
Les rivières sont à nouveau en eau et peuvent creuser leur lit. La part d'héritage de précédentes débâcles post-glaciaires est très probable pour expliquer l'ampleur de certains creusements.
- Poursuite du réchauffement et remontée du niveau de base :
Ennoiment des parties avales des rivières et des fleuves. Lors de la transgression, une partie au moins des « anciens lits submergés » pouvaient correspondre à des *tidal inlets* : ce qui expliquerait le caractère discontinu de ces lits, leurs surcreusements localisés, leur disparition vers l'aval.

Pour ces vallées incisées flamandaises, au moins à moyenne et haute latitude, le facteur forçant est climatique, la chute du niveau de base n'est pas la cause première de l'incision basale. Il reste à corréliser avec les systèmes à terrasses reconnus aux basses latitudes. Les classifications géométriques, génétiques... établies sur ces systèmes sont-elles exportables directement ou non aux systèmes anciens ?

I. 2. 5 – Sur les troubles de croissance de la stratigraphie séquentielle

Quand nous parlons de séquences de dépôt entre collègues, avec nos étudiants, il y a comme un véritable « consensus » mais nous sommes séparés par ces mêmes mots. C'est pourquoi un état des lieux est indispensable et une mise au point nécessaire. En France, peut-être plus qu'ailleurs, par atavisme gaulois, les deux principales écoles de stratigraphie séquentielle – à savoir Vail et collaborateurs (1976, 1977a et b, 1991) et Cross (1988, 1989) ou Galloway (1989) – ont débattu avec, respectivement, d'un côté, les « géographes » (G. Allen, J.-L. Rubino, P. Crumeyrolle, M. Tesson...) avec leurs vallées incisées, leurs deltas de bas niveau... et, de l'autre, rassemblant peu à peu la majorité de notre communauté les adeptes du bilan A/S et de sa représentation triangulaire (T. Cross, P. Homewood, F. Guillocheau, G. Dromart, R. Eschard, J.-P. Garcia, J.-N. Proust, P. Razin¹²...).

Les affrontements ont été brutaux et frontaux : l'Habilitation à Diriger les Recherches présentée par Tesson (1995) marque sans aucun doute un paroxysme et un tournant. Quelques tentatives de liaison conceptuelle entre la stratigraphie séquentielle et l'école génétique n'aboutissent pas, comme celle souhaitée par C. Ravenne (*e.g.* 2001) voulant faire travailler T. Jacquin et F. Guillocheau.

C'est par la volonté de nos collègues de l'UPA enseignant les Sciences Naturelles en classes préparatoires, emmenée par E. Périlleux et P. Thommen, conseillés par M. Audebert, souhaitant une formation avancée en stratigraphie séquentielle que la première action pédagogique et « transcourante » est réalisée en 1999 entre Carpentras et Valréas par F. Guillocheau, J.-L. Rubino et moi-même. Même si quelques fondamentaux comme l'usage de

¹² Aucune classification ou liste n'est exhaustive ou définitive.

l'accommodation, le fractionnement volumétrique... sont encore vus différemment, cette convergence se poursuit, facilitée par l'arrivée de jeunes collègues à la « double culture ». L'actualisation voulue pour juin 2007 par nos collègues de l'UPA nous a à nouveau rassemblés, notre groupe s'ouvrant ainsi à V. Delhay-Prat.

Nous abordons donc un des chapitres de ce mémoire qui traite d'une controverse encore très présente :

- Pourquoi débattons-nous encore sur les fondamentaux de la stratigraphie séquentielle alors que nous employons les mêmes mots ?
- Pourquoi l'analyse stratigraphique d'une même coupe peut-elle aboutir à deux découpages fort différents ?

En connaître les éventuelles causes relèverait du superficiel si ne ne pointaient pas juste derrière des enjeux industriels et économiques : oublier des prismes de régressions forcées, confondre un cortège transgressif avec le remplissage d'une passe de marée dans une barrière... c'est autant de réservoirs, des volumes, ... mal caractérisés. C'est pourquoi revenons sur :

Unité, séquence, paraséquence

Rappelons que le **changement d'échelle en géologie** de réservoir, passer du plus grand au plus petit et vice versa, tout en gardant tout leur sens au contenu et à ses hétérogénéités est indispensable dans toutes les simulations des gisements et le pilotage des exploitations. Les rythmes, la cyclicité de l'enregistrement sédimentaire ressortent de l'observation, et ce à diverses échelles. Des motifs élémentaires sont déduits de leur analyse et servent à définir des séquences. **C'est la base de notre travail.**

Plusieurs propositions de découpages des séries sédimentaires en rythmes (*sensu* Lombard, 1956 : *cf. supra*) à hautes fréquences ont été formulées ; leurs usages perdurant, il est nécessaire d'en faire un rapide inventaire et d'en connaître les équivalences partielles, leurs qualités et leurs défauts. Nous concluons sur la tendance actuelle qui se dessine pour ce type de découpage.

Tout d'abord, le **modèle des Paraséquences** a été initiée par ceux qui ont développé la stratigraphie séquentielle (Van Wagoner *et al.*, 1987, 1991). Il est fondé sur l'identification des surfaces d'inondation à haute fréquence et l'empilement d'unités exclusivement progradantes et régressives. Chacune de ces unités ou séquences de faciès constituent ainsi une brique stratigraphique élémentaire. Rappelons que les parties transgressives des Paraséquences ont longtemps été ignorées par défaut d'analyse (Devine, 1991).

D'autres termes, à connotation plus génétique, ont été introduits pour décrire les mêmes objets avant d'être abandonnés, tels les PACs pour *Punctuated Aggradational Cycles* (Goodwin & Anderson, 1985 ; Goodwin *et al.*, 1986).

En parallèle avec le développement de la stratigraphie séquentielle est apparue la **Stratigraphie Génétique** (Galloway, 1989 ; Galloway & Hobday, 1996). La stratigraphie génétique consiste à découper les séries stratigraphiques sur la base des surfaces d'inondations maximales. Sont alors définies des unités génétiques.

Cette stratigraphie génétique a évolué pour donner naissance à la **Stratigraphie Génétique Haute Résolution** (Cross, 1988 ; Cross *et al.*, 1993 ; Homewood *et al.*, 2000). Cette méthode revient à appliquer aux séquences haute-fréquence un découpage proche de celui des séquences de dépôt à l'exception du cortège de bas niveau en identifiant **une unité**

régressive et progradante et une unité transgressive et rétrogradante. Notons que « paraséquence » et « séquence génétique » peuvent être encore prises l'une pour l'autre (*e.g.* Cojan & Renard, 2003, p. 250).

Rappelons que la notion de séquence étant liée, par définition, à celle de la continuité, une séquence de couches ou de dépôts sédimentaires est donc liée à la continuité de l'enregistrement sédimentaire entre deux surfaces de discontinuité *sensu* discordance, de même ordre.

Cela semble une raison suffisante pour admettre que les limites de séquence correspondent à des discontinuités (approche Exxon), et non pas à des surfaces d'inondation maximale (approche Galloway) ou à des surfaces de transgression (approche T – R, Embry, 1995). S'il fallait ajouter une raison économique, la première approche sera toujours mieux justifiée que les deux dernières grâce à la fréquente association avec des dépôts de sable donc de réservoir avec les surfaces de discordance (Posamentier & Allen, 1999).

La stratigraphie génétique haute résolution

La séquence génétique haute résolution peut donc apparaître comme la brique élémentaire de la Séquence *sensu* Vail *et al.* (1988, 1991), Posamentier & Allen (1999). Pour nous en assurer ou non nous allons reprendre le mode d'identification sur le terrain ou sur log. Il faut tout d'abord définir le fractionnement volumétrique des volumes sédimentaires

Le concept de fractionnement est très fréquemment cité et employé à la suite de Cross (1988) comme passerelle vers la quantification. Il est omniprésent dans les articles et les ouvrages diffusant la « stratigraphie génétique haute résolution ». Un de ses plus ardents laudateurs français est F. Guillocheau (*e.g.* Guillocheau, 1995) et ses nombreux élèves en sont des utilisateurs appliqués. S'il me semble que nous pouvons nous affranchir de son emploi, il est raisonnable de le présenter tel que ses utilisateurs le décrivent.

Le « vade-mecum de stratigraphie séquentielle » – mémoire 25 du bulletin du Centre de recherche Elf exploration-production d'où « vade-mecum ELF » – par Homewood *et al.* (2000 pour la publication ; 1999 pour la référence), a largement popularisé la stratigraphie génétique à haute résolution et « une certaine approche de la stratigraphie séquentielle » (p.c.c. Guillocheau, 1990 ; *cf.* § I. 1. 2).

Selon Homewood *et al.* (1996, 2000), « **la répartition des faciès sédimentaires les uns par rapport aux autres, tant dans l'espace que le temps** » obéissent à deux règles distinctes :

« La répartition (fractionnement) spatial(e) : le physiographie, ou profil de dépôt, et le niveau de la mer déterminent la localisation de l'espace disponible par rapport à la plate-forme, talus et bassin, et donc contrôle les quatre cortèges de dépôts. Il s'agit de l'apport majeur de l'école d'Exxon.

La répartition (fractionnement) volumétrique (Fig. 47) : la distribution « chiffrée » des faciès dans le temps et l'espace, c'est-à-dire leur typologie et leur répartition le long du profil de dépôt dépendent de la variation de l'espace disponible par intervalle de temps. Il s'agit de l'apport de la recherche sédimentologique actuelle (complété dans la version de 2000) surtout à la Colorado School of Mines.

Le découpage chronostratigraphique haute résolution : les variations du taux d'accommodation permettent, par leur continuité régionale, l'identification d'unité génétique à valeur chronostratigraphique » (Homewood *et al.*, 1996, p. 21 ; 2000, p. 27).

Selon les auteurs, cette augmentation de l'accommodation ou de son taux va de pair avec la phase de rétrogradation et la diminution de l'accommodation ou de son taux va de pair avec la phase de progradation (leur figure 22 : **Fig. 48**).

Robin (1997, p. 29) décrit le fractionnement volumétrique de la sorte :

« L'enregistrement sédimentaire peut se faire sous trois états fondamentaux préservation d'un volume sédimentaire, surface de transit ou de non-dépôt ("by-pass") et érosion.

La préservation d'un événement sédimentaire se fera de manière différente selon qu'il se placera en phase de progradation ou de rétrogradation, autrement dit de chute ou de montée du niveau marin. Ce phénomène est caractérisé par le concept de partitionnement volumétrique des faciès sédimentaires. Ce terme regroupe la partition volumétrique des dépôts et/ou la partition de la nature des faciès dans l'espace. Le point de partitionnement des volumes sédimentaires sera donc le littoral.

*Ainsi les environnements marins sont préservés durant les phases de progradation. On observe alors des phénomènes de transit ou même d'érosion en milieu continental. Les environnements continentaux sont préservés en phase de rétrogradation (cf. **Fig. 47**). On enregistre alors en domaine marin, des niveaux condensés dus à une chute des apports terrigènes, puisqu'ils sont tous piégés sur le continent. Le littoral, marquant la transition entre milieux marin et continental, et correspondant également à la zone de déferlement de la houle, est alors érodé en surface de ravinement, les sédiments correspondant étant remobilisés en milieu marin ou continental (Sonnenfeld & Cross, 1991; Cross, 1993).*

La conséquence principale du partitionnement volumétrique des faciès est qu'une unité génétique exprimera principalement sa phase de progradation en domaine marin et sa phase de rétrogradation en milieu continental. On peut formuler différemment cette constatation en notant qu'en position marine sur le profil de dépôts, l'enregistrement sédimentaire comportera préférentiellement l'enregistrement de la phase de chute du niveau marin relatif. Au contraire, en position continentale, seules les périodes de transgression ou de montée du niveau marin relatif seront préservées (Cross, 1988 ; Sonnenfeld & Cross, 1991). On observera donc des réponses dissymétriques et opposées pour un même cycle de variations haute fréquence du niveau marin relatif, selon où l'on se placera sur le profil de dépôts du bassin étudié ».

La stratigraphie génétique haute résolution se base donc sur une quantification *in situ* de l'accommodation pour y parvenir en proposant sa relation directe avec l'architecture stratigraphique.

*Petit rappel mathématique,
Pour toute variable x non nulle :*

- ✓ $x/0$ ne peut exister,
- ✓ $0/0$ est indéterminable ou indéterminé,
- ✓ $0/x = 0$

Reprenons le « vade-mecum ELF », ses auteurs proposent donc de relier directement (Fig. 49) l'accommodation et l'apport sédimentaire à l'architecture stratigraphique (Homewood *et al.*, 2000, fig. 18 ; *cf.* Galloway, 1989) :

Soit le cas de la progradation :

- Si l'accommodation est constante, il n'y a ni réduction ni création d'espace disponible. Ce que Homewood *et al.* (1996, 2000) traduisent par un rapport A/S nul impliquant seulement de la progradation.
- Si $A/S = 0$, alors $A = 0$: comment dans ce cas un prisme sédimentaire progradant peut-il se construire ?

Les auteurs ont confondu la fonction et sa dérivée, suivis en cela par de nombreux lecteurs, très/trop souvent enseignant la stratigraphie séquentielle.

Forts de cette logique, les auteurs (Homewood & Lafont, inédit *in* Guillocheau, 2004) proposent pour une même séquence un mode d'évolution temporelle des deltas en fonction de l'augmentation de l'accommodation : les deltas tidaux se développeraient pour une accommodation maximale *i.e.* positive, les deltas fluviaux pour une accommodation minimale *i.e.* moins que nulle, négative (Fig. 50). Nous avons vu que la forme du delta est liée à l'énergie du milieu où il se construit. Lorsqu'il y a une rupture dans l'enchaînement des processus (et des architectures qui leur sont associées), cela relève d'une limite de séquence (selon la notion de régression forcée).

Enfin, en stratigraphie génétique haute résolution, l'accommodation (le NMR) est quantifiée *in situ*. Pour y parvenir, la méthode n'est pas clairement définie. L'accommodation peut être souvent considérée comme équivalente à la bathymétrie ou

« également définie comme la somme de l'épaisseur sédimentaire déposée et décompactée (pas forcément préservée) et de la variation de paléobathymétrie (ou de la soustraction des paléoaltitudes). Le potentiel d'accommodation est la vitesse de variation de l'accommodation » (Robin, 1997, p. 43) où il apparaîtrait que l'épaisseur est gagnée par subsidence.

Continuons avec le même vade-mecum. L'accommodation y est définie comme la somme de l'épaisseur/volume de sédiment déjà déposé et de l'épaisseur/volume encore disponible, *available volume*, (Fig. 51). Ce volume ou cet espace disponible (!) correspond en fait à la bathymétrie (*cf.* Fig. 34 ; pour l'accommodation, *cf.* Fig. 33).

Un dernier point de discussion porte sur le niveau de base. Cette notion essentielle regroupe en fait deux concepts :

- **Le niveau de base géomorphologique** des fleuves est équivalent au niveau de la mer (niveau de base général) : il correspond à la terminaison aval du profil d'équilibre du fleuve à son débouché dans un bassin (*cf.* Surell, 1841 ; *cf. supra*). Il peut être étagé en un ou plusieurs niveaux de base locaux (induits par des lacs ou de barrières

morphologiques) reflétant une suite de profils d'équilibre partiels (cf. Surell, 1841 ; Vatan, 1967 ; **Annexe 5**).

Notons que Powell (1875, p. 203) qui introduit cette notion fondamentale la décline en trois genres distincts (in Baulig 1950, p. 55) :

- « *The grand base-level* » comme « *le niveau de la mer, au-dessous duquel les terres ne peuvent être érodées* », à comparer avec les propos rapportés par Wheeler (1964, p. 599) et par Proust (1992, p. 15).
 - des « *base-levels of erosion* » comme « *les lits des principales rivières qui emportent les produits de l'érosion* » constituant « *une surface imaginaire, légèrement inclinée... vers l'extrémité inférieure des principales rivières drainant l'étendue considérée, et présentant une pente de direction variable déterminée par les affluents* » ;
 - des niveaux de base locaux et temporaires comme la superposition d'une roche tendre sur une roche dure.
- Le **niveau de base stratigraphique et universel** comme application directe de la « *Law of lithosphere surface relationships* » (Wheeler, 1964, p. 602-603) :

« time as a stratigraphic dimension has meaning only to the extent that any given moment in the Earth's history may be conceived as precisely coinciding with a corresponding worldwide lithosphere surface and all simultaneous events either occurring thereon or directly related thereto.

At any given moment the Earth's lithic surface is divisible into innumerable areas, each of which is characterized by one or the other of two processes _ deposition and erosion. The boundary between any two of these areas is at baselevel:

... A single, everypresent (worldwide), abstract, baselevel "sphere" constantly undulating or "vibrating" in response to the ever-changing patterns of supply of material available for potential accumulation and the wave and current energy which acts upon it » (Wheeler, 1964, p. 603).

Ce que traduit Proust (1992, p. 17) comme :

« *Une surface d'extension planétaire, sphérique, abstraite, sans caractères physiques, irrégulière, ondulée à un instant donné mais qui vibre dans le temps et l'espace lorsque les ondulations se déplacent en fonction des variations d'énergie du flux sédimentaire entre les zones en érosion et les zones où le sédiment s'accumule* ».

Selon Homewood *et al.* (1996), l'usage général qui veut que le niveau de base corresponde au niveau de la mer, est abusif car il ne peut expliquer pourquoi des zones contemporaines contiguës sont soumises soit à de l'érosion, soit à du dépôt (cf. la discussion « localisé *versus* généralisé » par Degoutte (2006) : cf. § I.1.1). Ils recommandent de le considérer avec **son sens stratigraphique (Fig. 52)**, comme une « *surface potentiométrique indépendante du niveau de la mer* » (Wheeler, 1964 ; Gardner & Cross, 1994). Cette définition permet de considérer :

« A l'intérieur d'un système Terre fermé (conservation de masse, échanges d'énergie), le niveau de base comme une surface d'équilibre le long de laquelle le flux sédimentaire est constant (dépôt/érosion = 1) et donc l'énergie du flux minimale » (Cross, 1990, in Proust, 1992).

Selon Cross (1990), Proust (1992), Homewood *et al.* (2000)... les variations de l'accommodation dans l'espace et le temps relèvent de celles de ce niveau de base universel. Comme ce niveau de base est indépendant du milieu de dépôt, il « permet donc d'intégrer dans une même dynamique de dépôt à la fois le domaine continental et le domaine marin. Il est en effet paradoxal d'utiliser les variations du niveau de la mer pour expliquer par exemple l'érosion des continents » (Proust, 1992, p. 17). Autrement dit (?), « par l'intermédiaire de ce niveau de base, on peut utiliser, assez paradoxalement, les variations du niveau marin comme contrôle des séquences en domaine continental » (Cojan & Renard, 2003, p. 251).

En reportant les accumulations et les érosions par rapport à ce niveau de base stratigraphique, la quantification des flux sédimentaires serait alors permise, celle des mouvements tectoniques caractérisée à partir de l'enregistrement sédimentaire.

Pour résumer

La modélisation stratigraphique (sur une dualité marin-littoral et plaine alluviale) proposée par Cross (1988) restitue des épaisseurs traduisant une architecture stratigraphique : cela ne semble possible que parce que chaque cycle HF évoluerait vers une bathymétrie nulle/constante. Il n'y a alors plus aucune incertitude sur cette variable. La répartition volumétrique des sédiments est basée sur la dualité marin-progradant et fluviatile-aggradant. L'usage du niveau de base universel y trouve son plein épanouissement.

Cependant – et c'est malheureux – c'est l'absence d'analyse de faciès qui a fait prendre des dépôts de plaine côtière pour de la plaine alluviale : il est essentiel de rechercher les critères tidaux et de caractériser les dépôts estuariens. Cette caractérisation est parfois subtile et n'est pas immédiate : les travaux sur les formations de Scarborough et de Scalby en Angleterre en font la démonstration (Nami & Leeder, 1978 ; Alexander, 1986 ; Eschard, 1989 ; Eschard *et al.*, 1991... Je remercie P. Crumeyrolle pour ce retour d'expérience).

La combinaison entre l'accommodation et l'apport sédimentaire contrôle l'accumulation sédimentaire. C'est un fait admis par le plus grand nombre. Deux concepts servent ensuite à en décrire les différents motifs :

- Son architecture interne en aggradation, progradation ou rétrogradation.
- Le déplacement de la ligne de côte face à la mer en régression ou en transgression.

A partir du milieu des années 80, les deux concepts ont été développés concomitamment par les deux écoles stratigraphiques mentionnées précédemment. Pour faciliter la compréhension de la suite de ce mémoire, précisons à nouveau ces concepts et leurs implications : ce qui suit n'est que la synthèse de discussions que j'ai pu avoir avec d'une part F. Guillocheau et d'autre part G. Allen et J.-L. Rubino ou de lecture comme « *Introduction to Systemic Stratigraphy* » de Cramez (2002).

Comme les mots progradation et régression ou transgression et rétrogradation sont employés l'un pour l'autre et considérés comme stricts synonymes, il y a dès lors confusion. Nous devons retenir que :

- Si du matériel sédimentaire détritique est amené sur une plate-forme marine à NMR constant, les sédiments littoraux dessinent un prisme qui va **prograder**, remplissant au fur et à mesure l'espace disponible. Durant tout ce temps, la ligne de côte se déplace vers le large, ce qui est à l'origine d'une **régression**. Une régression n'est donc pas dépendante du NMR, elle peut même avoir lieu si le NMR augmente.
- **L'augmentation du NMR** est toujours accompagnée par l'**aggradation** des dépôts sédimentaires éventuellement modulée par les effets de l'évolution du rapport entre les variations de l'accommodation et de l'apport sédimentaire. Si ce rapport est supérieur à 1, alors la géométrie du prisme est en retrogradation ; si ce rapport est compris entre 0 et 1, elle est en progradation.
- **La baisse du NMR** provoque immédiatement le déplacement de la ligne de côte vers le large. La variation de l'accommodation devient négative sur la plate-forme marine tandis que les apports sédimentaires vont avoir tendance à croître car la superficie des terrains émergés augmentent et que l'activité des rivières se développe pour s'ajuster à leur niveau de base. Ceci est à l'origine d'un **prisme progradant dit de « régression forcée »** (Posamentier *et al.*, 1990). La régression forcée est provoquée par suralimentation sédimentaire alors que le NMR baisse, tandis qu'une régression se fait à NMR constant ou croissant.

Il faut moduler le postulat de Posamentier & Allen (1999) selon qu'il peut y avoir régression sans progradation (au cours des régressions forcées) alors que progradation implique toujours régression. **La régression ne se limite pas à la dernière unité de progradation (dernier *off lap*) attachée à la ligne de côte : il faut donc toujours rechercher l'existence de régressions forcées.** Cette évidence nous conduit à pointer sur profils sismiques, la rupture de pente côtière (*depositional shoreline break* ou *depositional coastal break*) : une ligne rejoignant des points successifs avec une tendance vers le large indique une progradation, une tendance vers le continent une rétrogradation (*cf.* Cramez, 2002, p. 94).

Pour conclure

Par raccourci pédagogique, nous pourrions être tentés de considérer les séquences génétiques à haute résolution comme les briques élémentaires d'une séquence de 3^{ème} ordre. Nous venons de constater qu'il n'en est rien.

Les fondamentaux de chacune de ces entités stratigraphiques sont trop distincts et ne peuvent passer les uns pour les autres, soit respectivement pour les séquences (de dépôt) et les séquences génétiques :

- ✓ **Le profil d'équilibre fluvial et le niveau de base géomorphologique *versus* le niveau de base universel,**
- ✓ **La répartition ou le fractionnement sédimentaire : spatial *versus* volumétrique,**

✓ **Le déplacement de la ligne de côte *versus* l'architecture interne.**

Nous préconisons donc de ne pas les associer dans une même analyse. La méthode la plus utilisée aujourd'hui dans l'industrie consiste à découper les cycles hautes fréquences à la manière des autres (séquences BF), en motifs aggradants, rétrogradants puis progradants de part et d'autre de surfaces caractérisées et étalonnées en fonction du déplacement de la ligne de rivage (Fig. 53). Ces motifs se retrouvent très facilement tant sur le terrain, qu'en carotte ou sur les logs.

I. 3 – Des éléments pour une démarche intégrée

Deux véritables obsessions doivent animer tous ceux qui cherchent à analyser un bassin sédimentaire :

- La reconstitution de l'architecture, des géométries en suivant des surfaces stratigraphiques, au besoin après restauration des déformations ultérieures (compaction, tectonique) pour retrouver la géométrie initiale du dépôt, et ce quelle qu'en soit l'échelle.
- L'établissement d'une chronologie, que l'information fournie soit stratigraphique (marqueurs biologiques ou physico-chimiques) ou qu'elle soit relative (relation géométrique, cyclicité, taux de sédimentation), pour caractériser les vitesses des phénomènes, leur répétition *etc.*

Ces deux points doivent être déclinés à tous les temps et à tous les genres, sans oublier que nous y parvenons en appliquant le principe des Causes Actuelles. Comme indiqué justement par Prévost (1827), leur réalisation permettent la rédaction du :

« récit que je viens de faire, et que j'appellerai (si l'on veut), le roman historique de la formation des terrains parisiens, a pour base des événements réels » (p. 123).

L'aboutissement des inventaires paléontologique, cartographique, sédimentologique a renouvelé ou accéléré les objectifs de recherche portant sur les facteurs de contrôle du volume sédimentaire :

- **Le climat et la tectonique** sont les deux mécanismes qui expliquent et contrôlent la sédimentation par des effets directs ou indirects par l'intermédiaire de l'eustatisme, des apports sédimentaires, de la physiographie, des énergies de transport et de sédimentation (éolienne, fluviale, karstique, littorale, turbiditique).
- La vie par **la production primaire** en est le troisième mécanisme, primordial dans le cas des systèmes carbonatés comme ceux biodétritiques du Miocène rhodano-provençal.

Les deux préoccupations initiales et principalement naturalistes se sont donc quantitativement transformées afin de pouvoir modéliser ces paramètres. Et pour y parvenir nous n'avons que l'affleurement ou son image indirecte par diagraphie ou sismique.

I. 3. 1 – Quelques préliminaires

Actualisme et uniformitarisme

« N'aperçoit-on pas tous les jours sur les bords de la mer ces hazards se préparer de même pour les siècles futurs » (Maillet, 1755 ; réédition 1984, p. 99).

A la différence d'autres disciplines de la géologie, le sédimentologue peut facilement avoir recours à l'analogie actuel ou récent pour interpréter des affleurements (*e.g.* Prévost, 1827, 1835, p. 95) ou pour l'analyse quantitative des causes (*e.g.* Hjulström, 1935, 1939 ; Glangeaud, 1938). Conforté par l'apparente pertinence de cette façon de faire, il pourrait abuser du principe de l'Actualisme : les dykes gréseux ou les volcans de sable s'épanchant

sur les estrans d'Alaska ou sur des champs de Californie ont servi de modèles mécaniques aux filons crétaqués de la vallée de Sacramento en imposant pour genèse de ces objets l'idée du seul rôle de la tectonique, ramenée qui plus est aux seuls tremblements de terre. Cet Actualisme restrictif est contredit par quelques faits : les dykes et sills de Rosans sans analogues actuels décrits, l'absence de vallées littorales en cours de ravinement...

L'analyse des injectites a conduit naturellement à rapprocher « ma » sédimentologie de la mécanique ou de l'hydromécanique pour s'assurer que les hypothèses formulées étaient compatibles aux lois de la physique, que les mécanismes proposés étaient plausibles.

« L'actualisme doit se référer à l'immuabilité des lois de la physique au cours du temps et non à celle de lois géologiques » (Lliboutry, 1982, p. 3).

Remarquons avec Debarre (2000, p. 39), que « *les conditions géologiques particulières de l'Holocène ont pour conséquences de produire des systèmes (i) en érosion et très peu en sédimentation et (ii) fortement contrôlés par la tectonique* ». La transposition des analogues actuels aux cas fossiles n'est donc pas simple.

Bacon ou Popper ?

La lecture de la synthèse de Lliboutry (1982, p. 5) sur « Tectonophysique et Géodynamique » rappelle que si des hypothèses sont indispensables pour mener scientifiquement un inventaire et analyser des résultats, elles doivent être avant tout discutables voire possiblement abandonnées si un seul grain de sable les fait enrayer : c'est « l'approche poppérienne du réel » car **nul ne peut démontrer qu'une loi est vraie !**

L'exemple du ravinement messinien et de son remplissage pliocène :

Clauzon « le géographe » illustre en mesurant l'importance fondamentale de la datation relative ou numérique : aucune interprétation ne pouvant être retenue si elle entrerait en conflit avec une succession chronologique. La controverse apparaît comme une part essentielle de la démarche scientifique : l'exercice bibliographique que nous proposons à nos élèves ou étudiants est destiné à leur en montrer l'exigence. Il est indispensable de confronter les idées développées au cours du temps par différents auteurs (cf. Parize, 2007).

Cette démarche conceptualisée par le philosophe Popper, transmise dès qu'il en a l'occasion par Cramez (2001¹³) est essentielle pour appréhender avec méthode et raison la complexité des faits naturels.

The majority of geologists performing "Sequence Stratigraphy" uses the analytic, or reductionist approach. They follow the old analytic Cartesian paradigm with which western science has been progressing:

"The whole is equal to the sum of its parts"

Most of the explorationists still believe that in geological complex system, such as Tectonics, Paleontology, Stratigraphy, etc., the behavior of the whole can be understood entirely from studies of its parts. For instance, they think, that it is possible to understand (not confound with describe) the infilling of a sedimentary basin just by making analytic studies of the stratigraphic building blocks or "sequences", as coined, in 1977, by P. Vail. They work by induction and they try to progress from the parts to the whole, rejecting K. Popper's statement:

¹³ Voir le site Web : <http://hdl.handle.net/123456789/188>

“Theory precedes Observation”

However, one should know that the great shock of the 20th century science, has been that:

“Systems cannot be understood by analysis”

The holistic or “contextual” scientific approach known as “systemic” and the way of thinking known as “Systems Thinking”, which implies that the properties of the parts of a whole are not intrinsic properties, are undoubtedly finding increasing acceptance in scientific community. In Systemic Stratigraphy, the properties of the parts can only be understood within the context of the whole, i.e. the Cartesian relationship between the parts and the whole has been reversed. In Stratigraphy, as well as Tectonics, etc., it is impossible to describe and understand correctly an outcrop outside of its regional and global geological contexts. In addition, the geological context cannot be approached just by analytic studies of the outcrops. The stratigraphic interpretations of electrical logs, seismic profiles, as well as the study of petroleum systems follow the same methodological principles. Detailed studies of the hydrocarbon parameters, such as source rocks, maturation/migration, reservoir, trapping or retention, when performed outside of the geological context of the petroleum system, do not give a real understanding of potential hydrocarbon accumulations. Shortly, the time when Exploration Managers prevented explorationists, and particularly seismic interpreters, to know the location of seismic profiles, in order to avoid them to make hypothetical-deductive interpretations, is over.

Privilégier le retour à l’original

« Les géologues qui veulent recueillir des faits, sont obligés d’aller les chercher sur le terrain : de là une grande différence, par exemple entre l’astronomie et la géologie. L’astronome attend les faits, il guette les astres à leur passage au méridien, lorsque le ciel est serein, comme un pêcheur à la ligne attend que le poisson vienne mordre. Au contraire, le géologue va à la recherche des faits sur toute la surface du globe, comme un chasseur...

Comme les géologues rapportent de leur voyage des roches, des coquilles fossiles, on appelle quelquefois plaisamment une excursion géologique une chasse aux pierres, et quelques personnes semblent penser que l’art d’observer en géologie n’est que l’art de recueillir des échantillons... Les géologues, en même temps qu’ils ramassent des échantillons qui peuvent leur servir à se rappeler et à approfondir ce qu’ils ont vu en différents points, recueillent une foule d’observations et de notes qui sont leur principale récolte et l’objet spécial de leur voyage. Les excursions, les voyages géologiques sont, si je puis me permettre cette expression, une chasse aux faits, aux observations...

En résumé, ce qui caractérise réellement les géologues, c’est qu’ils vont recueillir sur les lieux même les faits sur lesquels ils raisonnent ; c’est à cette condition seulement qu’ils en acquièrent pour eux-même et qu’ils en peuvent donner à d’autres une conscience intime » (Elie de Beaumont¹⁴, extrait de la première leçon, 9 décembre 1843, p. 28).

Ces vingt dernières années, le *credo* dominant laissait suggérer que :

¹⁴ Tous paramètres égaux par ailleurs : cf. la controverse entre les « empileurs » et les « sédimentologues ».

- les grandes phases d'inventaire et d'acquisition – menées depuis la publication de la première carte géologique de la France (Dufrénoy & Elie de Beaumont, 1841 ; **Fig. 54**) – étaient en très grande partie finies (par exemple la couverture géologique de la France à 1 : 50 000 quasi-complète), que des projets thématiques avaient remplacé les monographies régionales et les riches mémoires de paléontologie.
- il convenait donc de quantifier tout cela pour comprendre et faire progresser la connaissance. Il était arrivé le temps de remplacer le naturaliste par l'ingénieur ou le physicien, que cela soit à l'Université ou dans l'Industrie.

Cette conception avait de grands avantages (théoriques) :

- fin de ces inventaires longs, donc coûteux, laborieux donc mal valorisés... (la Thèse d'état en 25 ans : l'Œuvre voire le « Chef d'Œuvre », aboutissement d'une carrière, *e.g.* Maris, 1991, p. 190) ;
- pour les industriels, le développement rêvé de systèmes-expert, des logiciels pour remplacer les spécialistes (forcément trop spécialistes et pas assez mobiles)... ;
- pour les universitaires, diminution brutale du temps passée entre l'acquisition de la donnée et sa publication d'autant que l'amélioration des techniques justifie de reprendre le même sujet tous les 3-5 ans... ;
- privilégier les données sismiques et les mesures sur des échantillons prélevés dans les collections... (la technique routinière remplacerait la réflexion).

Le Plus Petit Dénominateur Commun de ces avantages est de flatter le « Citation Index » et de justifier à terme (très court comme cela va s'avérer) une commercialisation de la recherche. Aujourd'hui, le savoir-faire géologique de base est sinistré : peu d'étudiants, dans le domaine de la géologie de bassin, en fin de MII, maîtrisent les fondamentaux, à savoir le lever d'une coupe, la reconnaissance des faciès, sans parler d'une idée préalable (*sensu* culture) et d'une analyse critique des travaux ayant portés sur leur sujet... ; pour la majorité d'entre eux, la thèse qui est une continuité du MII se doit être un TD ! L'innovation serait de redécouvrir ce qui n'a pas été publié depuis 10 ans, 5 ans, parfois même, et cela doit rester exceptionnel ou extraordinaire, depuis moins d'un an (*cf.* la Note du directeur de la publication du C.R. Géosciences, avril 2007).

Le plaidoyer d'Elie de Beaumont (1843) est plus que jamais d'actualité.

Le couplage entre le terrain, la modélisation géologique et la simulation réservoir – 3G – est la rengaine commune aux congrès ou réunions professionnelles que j'ai suivi ces dernières années. Le développement des consortia proposant des études d'affleurements, la demande croissante des industriels à nous demander des séminaires de terrain pour tous les intervenants d'un projet, du géologue à l'économiste, va dans le même sens. L'avenir se construit désormais devant l'affleurement : l'analogie naturel fournit des contraintes indiscutables et son approche une méthode d'analyse transposable et dont la pertinence est immédiatement validée. Si nous devons admettre que nous bénéficions, en France, d'une couverture géologique quasi-complète, elle est inadaptée pour toute étude de cas.

La roche est le support de notre science : démarrer l'analyse le plus en amont possible permettra d'acquérir l'information la plus proche de la source, la moins polluée par des intermédiaires. L'observation des roches sédimentaires, la caractérisation de leur faciès, la détermination de l'environnement correspond à la première étape. Cette détermination ne doit pas être une fin en soi : c'est au contraire un préalable pour contraindre ensuite les processus et les conditions aux limites : la classification des faciès turbiditiques proposée par Mutti (1992, fig. 26 & 27) est de ce point de vue l'un des meilleurs exemples qu'il soit (**Fig. 55**).

Sur les échelles d'observation, les ordres de grandeur et les méthodes d'analyse

« A chaque ordre de grandeur correspondent des méthodes d'observation et des techniques d'investigation différente » (Wegmann, 1951, p. 233).

Cette adéquation est essentielle, elle conditionne l'analyse, elle n'est pas sans influence sur la hiérarchisation des objets que nous sommes amenés à caractériser. Wegmann (1935, 1951) l'a formalisée pour l'ensemble des géosciences même s'il avait voulu la limiter à la seule tectonique. Glangeaud qui tenta d'en faire une théorie (e.g. : 1955, 1960, 1962), la résuma en « *méthodologie scalaire* ». En géologie sédimentaire, elle est prise en compte par Valsardieu (1971) et Besombes (1980) tandis que Sempéré (1981, p. 83) tente « *l'étage sédimentaire* »... Le résultat primant désormais sur la méthode, cette adéquation n'est plus identifiée comme telle.

Avec Wegmann (1951, p. 232),

« On peut par exemple choisir comme critère d'une première division les relations de grandeur entre l'observateur d'une part et l'objet étudié d'autre part. Ces relations permettent de comprendre d'un côté important de la nature les contacts de l'observateur avec l'objet de son étude. Ce classement que l'on pourrait dénommer classement instrumental ne doit pas être confondu avec la division en ordres de grandeurs des objets mêmes de la nature.

Les ordres de grandeur du classement instrumental sont : l'échelle microscopique et, au-dessous de cette dernière l'échelle des rayons X...

Au-dessus de l'échelon microscopique se place l'ordre de grandeur de l'échantillon et de l'affleurement. Grâce à la combinaison de ses sens, il est possible à l'homme de saisir la forme des objets et leurs reliefs lorsque les dimensions sont comprises dans un intervalle allant d'environ un millimètre à trente mètres...

Pour saisir des objets dont les ordres de grandeurs sont supérieurs à ceux de la vision directe possible, il devient nécessaire d'en réduire les dimensions à notre échelle familière, d'où utilisation de cartes... »

Cette notion d'ordre de grandeurs est appliquée aux cyclothèmes par Krumbein (1964) : échelle I pour les épaisseurs unitaires, II pour un cyclothème modal et III pour un groupe de cyclothèmes. Ce que Valsardieu (1971, p. 40), entre autres, résume en parlant d'échelle :

- Régionale ou stratigraphique,
- Panoramique ou d'affleurement,
- Du banc ou de l'analyse de faciès...

Sans oublier qu' « avant d'établir une théorie générale en la basant sur des observations faites à une échelle déterminée, il est nécessaire d'en fixer la portée et les limites par un examen critique. La prudence conseille de ne pas transposer sans autre les résultats obtenus par l'étude à un échelon déterminé à des phénomènes d'un ordre supérieur » (Wegmann, 1951, p. 233).

Pour imbriquer harmonieusement ces échelles, l'expérience nous a conduit à intégrer les disciplines, les compétences, les angles de vue.

De l'intégration des disciplines et la superposition des champs d'investigation

Par sa complexité, la géologie a tout à gagner d'une approche intégrée en combinant les outils et les approches. Pour caractériser un objet sédimentaire et comprendre donc prévoir les conditions qui prévalent à son origine il faut donc :

1. Combiner les outils que sont :
 - La géomorphologie sous-marine ou continentale de paléosurfaces fossiles comme les piedmonts miocènes du Sud-Est de la France (*e.g.* Clauzon, 1990) ou quaternaires (en tenant compte des particularismes des temps présents, comme les glaciations, avant de comparer avec l'Ancien).
 - La géologie de terrain à la fois géométrique – cartographie, levés de coupes et leurs corrélations – et à des fins de chronologie. Une telle approche peut être illustrée par les travaux de Beaudoin (1977), de Rubino (1983) ou de Friès (1986).
 - La géologie de subsurface comme la sismique, les diagraphies, les carottes et les données de production. L'analyse stratigraphique de données diagraphiques est détaillée dans Posamentier & Allen (1999) ; celle de la sismique dans le cours en ligne de Cramez (*cf. supra*).
2. Eventuellement comprendre l'objet sédimentaire étudié à l'aide d'analogues en faisant attention au changement d'échelle. Ces analogues sont de différentes natures :
 - Exemples actuels *versus* cas de subsurface ou affleurements *versus* subsurface. Nous développerons ce point au moment de parler dans la 3^{ème} partie des « maquettes 3D d'affleurement ».
 - Les modélisations analogiques et les simulations numériques comme Parker (*e.g.* 1998), Ouchi (1985), Schumm (1986), Schumm *et al.* (1987), van Heijst (2000), Eckert (2000), Vandromme (2007).
 - Cette démarche et un premier exemple bien informé sont proposés par Fayol, véritable inventeur de la R&D en Géosciences¹⁵.
3. Le recours à l'Actualisme ou à l'expérience. Les conditions et les processus de transport et de dépôt de particules sédimentaires détritiques terrigènes des secteurs en érosion aux zones d'accumulation qu'elles soient en domaine continental, en domaine littoral ou en domaine de pente sous-marine servent à étalonner notre culture faciologique dite détritique (*cf. supra* ; c'est quasiment du jargon) ou bien à donner un sens stratigraphique aux structures sédimentaires. Le principal vecteur de transport est l'eau (l'autre étant le vent et la glace) en écoulement linéaire canalisé (l'écoulement en nappe a peu de rôle).

¹⁵ Voir site Web : <http://www.annales.org/archives/x/FAYOL/>

Gilbert (1877 : *e.g.* Baulig, 1925, p. 57) analyse les processus de l'érosion et est l'origine de la prise en compte de trois caractéristiques du courant :

- L'énergie totale qui peut être consommée par des *frottements externes*, des *frottements internes* et par le *transport* de la *charge*,
- La *charge* allant des colloïdes aux éléments les plus grossiers,
- La distinction entre la *compétence* et la *capacité*. La première qui ne dépend qu'en première approximation de la vitesse, « *se définit aisément par la masse individuelle des plus gros éléments* » que le courant peut ébranler ; elle est peu employée. La seconde qui « *se mesure à la masse totale des matériaux qu'il peut transporter* » est une fonction « *du débit et de la vitesse mais aussi du calibre des matériaux disponibles (...). La notion de capacité n'a donc de sens que pour des matériaux d'un calibre donné* ».

Trois pionniers ont établi les règles physiques du transport des particules clastiques et ont ouvert la voie à la sédimentologie dynamique : Hjulström (1935), Shield (1936) et Glangeaud (1938), dans un domaine d'application fluviale ou littorale.

Combinant des données bibliographiques et des résultats personnels, Hjulström (1935) est certainement le premier à proposer l'emploi d'abaque (Fig. 56) pour montrer l'influence relative de la vélocité d'un courant et la taille des particules détritiques sur leur condition de transport et de dépôt. Le spectre granulométrique (des vases aux galets) l'oblige à préconiser l'échelle log*log (Ibid., fig. 18). Gargani (2004) reconstitue ce diagramme analogique par méthode numérique. Hjulström traverse l'Atlantique pour y trouver la gloire : dans l'ouvrage édité par Trask (1939) sur les « *Recent Marine Sediments, a Symposium* », le diagramme est publié pour la première fois (Hjulström, 1939, fig. 1) ; il sera fréquemment repris pour devenir une référence en la matière : son exégèse est fréquente.

Nous devons à Hjulström :

- (i) pour une particule de taille donnée posée sur le fond, un courant faible ne fait rien, un courant très fort entraîne la particule et entre ces deux domaines, à vitesse intermédiaire, la particule ne bouge pas si elle est déjà posée mais ne se dépose pas si elle est déjà en transit,
- (ii) plus les écoulements sont épais, plus les particules transportées sont grossières car ces écoulements présentent des turbulences,
- (iii) plus le sédiment est fin, plus il est difficile à éroder car plus intenses sont les forces de cohésion entre particules.

Shield (1936) et Glangeaud (1938) ont également contribué à établir des règles de transport des sédiments par les écoulements ; ce dernier est moins bien connu que les deux autres car outre qu'il a publié dans notre langue, il a peu produit de figures synthétiques.

A la suite de Schleiss *et al.* (2000), nous devons en retenir que :

« *Le transport de sédiments par les écoulements est un phénomène déterminant de la morphologie des réseaux naturels d'évacuation des eaux. Il en résulte que toute intervention susceptible de modifier le régime hydrologique ou le lit d'un cours d'eau se doit d'être examinée en regard des processus d'érosion, de transport solide et de déposition.*

La puissance nécessaire au transport est prélevée sur la charge de l'écoulement et met en jeu deux¹⁶ types de mécanismes (Fig. 57) :

- le charriage : les matériaux roulent, glissent et sautent sur le fond sans "pratiquement" quitter le lit,
- la suspension : les matériaux restent dans l'écoulement, malgré leur densité supérieure à celle de l'eau.

La répartition complexe entre ces deux types de transport dépend essentiellement de la dimension et du poids spécifique¹⁷ des sédiments ainsi que de la vitesse et de la turbulence de l'écoulement. De manière générale, le profil en long des cours d'eau résulte essentiellement du processus de charriage par le fait que les matériaux transportés restent en contact avec le fond du lit » (Schleiss et al., 2000).

Les hydrauliciens disent que le charriage est morphogène et que la suspension ne fait que passer (Degoutte, 2007, communication orale). Quelques exceptions sur la suspension morphogène nous intéressent : la stabilisation des bancs de granulats des rivières en tresse (cf. § I. 1. 3), dans les plaines de piedmont, les bourrelets de berge qui s'étalent vers le versant et le remplissage limoneux de certains lacs de barrage intramontagneux.

« Les phénomènes de frottement et de butée réciproque des granulats font que le charriage n'intervient qu'à partir d'une certaine force critique du courant. La détermination de cette condition critique marquant le début du charriage est abordée de différentes manières en s'appuyant sur :

- la vitesse moyenne de l'écoulement, à l'exemple du diagramme de Hjulström (1935) établi pour des matériaux non cohésifs, à granulométrie homogène ;
- la tension de frottement exercée par le fluide sur les matériaux du lit, à l'exemple du diagramme de Shields (1936 : in : Buffington, 1999, fig. 4 ; Garcia, 2000, fig. 5) établi également pour des matériaux non cohésifs.

Pour la quantification du charriage, la littérature propose une large palette de relations où le débit solide est exprimé essentiellement selon trois approches différentes :

- formulation de type du Boys, en référence à la tension de frottement,
- formulation de type Schoklitsch, en référence au débit,
- formulation de type Einstein, basée sur des considérations statistiques de la portance.

Les coefficients de ces formules sont calés sur des résultats expérimentaux. Leur application à des situations réelles implique le respect de leur domaine de validité. Dans ce contexte, le choix de la "meilleure" formule de transport

¹⁶ Outre les écoulements gravitaires comme le glissement des éléments dans le cas des débris.

¹⁷ En pratique, sur une rivière donnée, ce poids spécifique est ce qu'il est.

solide pour un cas de figure donné revêt une importance capitale » (Schleiss *et al.*, 2000¹⁸ ; complété des références et des figures).

A la suite de ces pionniers, des hydrodynamiciens, des sédimentologues physiques vont approfondir le sillon, lui adjoindre des voisins, définissant tout un champ de recherche et d'applications. Deux étapes sont successivement franchies en 1965 avec la publication du mémoire 12 de la SEPM et en 1982 avec celle du cours de Harms *et al.* (également par la SEPM). En 1990, le « *Bedforms and Bedding Structures Research Group* » (Ashley, 1990) – sa version française est publiée par Berné (1991) – préconise une clarification des principales nomenclatures des constructions hydrodétritiques transverses au courant :

Pour :

L, longueur d'onde (longueur projetée des flancs doux et raide)

h, amplitude (*i.e.* hauteur entre le creux et la crête)

- Ride (*Ripple*)

$h < 0,06 \text{ m}$; $L < 0,6 \text{ m}$; $L/H < 15$

- Dunes hydrauliques (*subaqueous dunes*)

$h > 0,06 \text{ m}$; $L > 0,6 \text{ m}$; $L/H > 15$

- Petites (*small*),

- Moyennes (*medium*), $h > 0,25 \text{ m}$; $L < 5,0 \text{ m}$

- Grandes (*large*), $h > 0,50 \text{ m}$; $L < 10,0 \text{ m}$

- Très grande (*very large*), $h > 3,0 \text{ m}$; $L < 100,0 \text{ m}$

Ces dimensions sont pour des corps silico-clastiques. Par, les corps bioclastiques sont plus trapus car leur particule présente un rayon hydraulique, donc une flottabilité, différents.

Les structures sédimentaires, qu'elles soient transverses, parallèles ou obliques au courant, sont fonction de l'énergie mise en œuvre pour les créer (Fig. 58) : cette notion est à la base de l'approche stratigraphique de faciès, entre le plus calme et le plus agité, avec tous les intermédiaires en *continuum*, pour un même mécanisme dominant.

I. 3. 2 – Des évidences préalables

Devant un affleurement, quelle que soit sa dimension, ces quatre évidences doivent être immédiates :

Safety first

Le premier élément de cette démarche n'est pas scientifique mais est induit par les conditions de travail propre à la géologie de terrain, à l'extérieur, souvent sur des pentes fortes, sous ou en bordures d'escarpement : **il s'agit de la sécurité**, de la nôtre et de celle de ceux qui nous nous accompagnent ou qui peuvent se trouver à notre voisinage (même si nous ne les voyons pas).

L'animation de stages de formation permanente pour de grands groupes pétroliers (ChevronTexaco, Norsk Hydro, Total) ou d'excursions dans un cadre international m'a appris qu'il ne fallait **jamais faire passer la pédagogie, le discours scientifique ou technique – *i.e.* tout ce qui va suivre – avant la sécurité**. La pérennité des stages et leur renouvellement d'année en année trouvent une part de son explication dans cette exigence.

¹⁸ Voir site Web : http://lchwww.epfl.ch/enseignement/deuxieme_cycle/amenagement%20hydrauliques.asp

Primordiale dans l'industrie, cette préoccupation – même réduite au strict minimum – n'est pas assez présente dans le comportement des universitaires, collègues et étudiants. Pourtant porter un gilet fluorescent ou se déplacer en bordure de route dans le respect du code de la route n'est pas liberticide : elle est le gage de la pérennisation des stages de terrain, l'école de la géologie.

La recherche de la paléohorizontale

La paléohorizontale sera donnée par les dépôts les plus « tranquilles » issus d'une décantation sur une surface la plus plate et horizontale possible, marins de la M.F.S., lagunaires, palustres ou lacustres, voire les sols en domaine continental.

Cette recherche doit toutefois se faire en gardant à l'esprit qu'il s'agit d'une approximation raisonnable. En effet il suffit de regarder une bathymétrie fond de mer ou une sismique 3D THR pour se convaincre que quasiment rien n'est horizontale et que par conséquent le 3^{ème} principe de Sténon est presque toujours pris en défaut, mais les angles restent souvent faibles et dans l'incertitude de la mesure.

Cette restitution n'a de sens que si la série n'est pas tête-bêche. Le soin apporté par Caire (1957) et Mattauer (1958) à s'assurer que la succession de la série numidienne de la forêt des Cèdres – par échanges épistolaires et diagnoses sur photographies avec Shrock (*i.e.* Shrock, 1948) et Kuenen (*i.e.* Kuenen *et al.*, 1957) : Mattauer, 2006, communication orale – était conforme ou non avec son sens sédimentaire en est une éclatante démonstration... à comparer avec les pouffées de rire secouant les participants à une excursion sicilienne. Il nous faut donc passer au point suivant.

La polarité des couches, du bassin, les vecteurs de pente

La première étape d'analyse d'un objet sédimentaire quelque soit son échelle est de s'assurer son repérage dans le bassin sédimentaire qui prévalait au moment de son dépôt. De nombreux et variés critères sont à notre disposition pour nous assurer de la polarité haut – bas de la série : troncs d'arbre, rides de courant, remplissage de chenaux (Shrock, 1948...). Les deux autres dimensions sont généralement déduites des reconstitutions paléogéographiques, plus (*e.g.* réseaux fluviaux ou barrières littorales progradantes) ou moins facilement.

Lorsque les études portent heureusement à un bassin à fort hydrodynamisme et/ou aux pentes marquées, il est possible d'orienter parfaitement les dépôts sédimentaires (synchrones) par l'usage des figures d'écoulement/passage de courants de densité en base de couches (**Fig. 59**). Dans un tel environnement détritique (silicoclastique ou carbonaté), cette information 3D permet à la fois de distinguer :

- **Le haut du bas.**
- **L'amont de l'aval ou le proximal du distal.**
- **L'axial du latéral ou le cœur des bords.**

Les figures de base de couches, tels les affouillements, traînées ou impacts d'objets sur le fond sont fréquentes dans les systèmes turbiditiques (*cf.* Lanteaume *et al.*, 1967). Ces structures sont strictement sans implication environnementale (et donc bathymétrique) quelle qu'elle soit. Il est fréquent d'observer une divergence entre les affouillements (*flute*) et les

traînées (*groove*) jusqu'à une trentaine de degrés (*e.g.* Lanteaume *et al.*, 1967 ; Callec, 2001), ce qui ne modifie pas sensiblement l'orientation de la paléopente.

Leur principal intérêt est de fournir une polarité de la couche, un sens à la pente (*e.g.* Kuenen *et al.*, 1956, 1957 ; Crowell, 1955 ; Ten Haff, 1959 ; Stanley, 1962 ; Gottis, 1963). Cet usage peut s'avérer déterminant lorsque nous étudions une série numidienne de sables massifs turbiditiques en position renversée, comme rappelé par Geiss (1992 ; *cf.* Parize *et al.*, 1999).

La bathymétrie

Cette notion couvre à la fois les critères de distinction entre ce qui est continental et ce qui est marin et l'étagement bathymétrique ou altitudinal. Longtemps, jusqu'aux années 80, la bathymétrie a été une affaire de paléocéologie et de coquilles. Aujourd'hui, de nouvelles techniques sont venues enrichir cette méthode traditionnelle.

La première exigence en regardant des sédiments est de savoir si le milieu est marin ou continental. Très souvent l'histoire continentale d'un remplissage sédimentaire se marque par une lacune d'érosion (érosion par les vagues lors de la transgression des sols développés sur la limite de séquence) ou par des horizons pédogénétiques quand ils ont été préservés lors de la transgression. Il faut éviter d'associer la couleur rouge à un environnement continental.

La sédimentologie de faciès en particulier l'étagement des figures de houle et tempête (**Fig. 60** ; Guillocheau, 1995), les traces fossiles (**Fig. 61** ; G. Musial, communication écrite), les associations polliniques (**Fig. 61** ; J.-P. Suc, communication écrite) ou les foraminifères (Guérin, 1981 ; Ducassou *et al.*, 2007) sont des outils fiables et fournissent des guides essentiels pour quantifier les paléobathymétries ou les paléoaltitudes.

Comme pour tout, il faut savoir rester critique et intégrer les informations. Il ne faut pas oublier que des organismes littoraux sont parfois entraînés par des courants de turbidité à beaucoup plus grande profondeur conduisant à réviser les Grès d'Annot en *fan delta* (Sinclair, 2000) ou que certaines convergences de formes au sein des rides ont pu conduire d'autres (peut-être les mêmes ?) à faire du domaine vocontien (BSEF) un équivalent au Crétacé inférieur des plates-formes paléozoïques (*e.g.* Bouchette, 2000). S'il existe des dépôts gravitaires en domaine marin profond comme dans les rivières, les fossiles qui les accompagnent sont distincts.

Même si les dépôts gravitaires constituent l'essentiel des accumulations profondes au pied des marges, ils se rencontrent également sur la plate-forme ou sur le continent (*e.g.* Mutti *et al.*, 1999) : les *flute marks* ne constituent pas des indicateurs bathymétriques sur un profil de dépôt !

I. 3. 3 – Respecter la donnée géologique

Le montage d'une mission collective ou non est chronophage que cela soit dans le cadre d'un sujet d'option, d'un sujet de DEA ou MII, d'une thèse, d'un projet universitaire, *e.g.* GDR Marges, (Oman : merci Cécile ; Grès d'Annot : merci Thierry) ou d'un projet opérationnel (Norvège : merci Bernard et Marie-Josée ; Athabasca : merci Julien et Vincent ...). Notre « immobilisation » au grand air, la valorisation des résultats jusqu'au rapport final (deux et demi à trois et demi pour un) sont également chronophages. Tout cela coûte très cher. Et presque rien comparativement au prélèvement d'une carotte au large de l'Angola ou

en mer du Nord. Mais surtout nous n'avons plus jamais l'occasion de reprendre le « détail » ou l'épaisseur ou la longueur qui a été escamoté.

Le terrain est une exigence, et pour cette raison, nous devons tout mettre en œuvre pour que nous en retirions le plus possible. Cette méthode va se distinguer des autres approches terrain par l'omniprésence d'une acquisition menée selon des règles géométriques, plus particulièrement celles utilisées par/pour la géométrie descriptive.

Le report des données existantes

Les belles coupes, continues, affleurantes, ne sont pas légion. Sauf cas exceptionnels, comme aller faire de la géologie dans des territoires vierges, nous retournons toujours sur les pas de quelques devanciers. Même si nous allons voir les séries avec un tout autre œil que le leur, il est indispensable de faire le bilan des trouvailles faites et inventoriées. Les principales sont les données paléontologiques : il faut rechercher avec soin les horizons (Fig. 62) qui ont délivré voici un siècle ou parfois moins, des faunes, des flores à usage stratigraphique, environnemental...

Le levé de coupes et la mesure des épaisseurs

Le levé, la mesure des épaisseurs sont perpendiculaires à So.

Exception faite de quelques rares situations privilégiées – entre les plans d'affleurement et de stratification –, le lever de coupe doit être réalisé à l'aide d'un bâton de Jacob *Jacob's staff* (cf. Kummel, 1943 ; Bergstrom, 1958 ; Hansen, 1960 ; et le site Backsights¹⁹). Remercions notre ami P. Crumeyrolle qui revendique être à l'origine de sa récente diffusion en France. Cet outil de mesure remplace tous les autres en permettant de minimiser les erreurs d'appréciation des épaisseurs à condition de s'être assuré du pendage régional et de suivre un cheminement perpendiculaire à l'inclinaison des couches. Le choix de la paléohorizontale doit être raisonné : aller la rechercher dans les marno-calcaires sus-jacents à un conglomérat au lieu de choisir l'inclinaison de ses forsets.

Les projections latérales sont exclues sauf si la gîte du bâton est parfaitement contrôlée, les utilisateurs comprendront. Il faut également se méfier de pelures d'oignon : ne pas prendre une surface structurale pour une épaisseur comme dans un système récifal.

Il faut toujours privilégier un levé continu, sans effet de baïonnette : **une épaisseur est une information**. Cela nécessite parfois de multiplier des coupes parallèles et d'établir des corrélations pour respecter la variabilité latérale des corps.

Le levé en falaise me semble être l'approche idéale. Après l'avoir expérimenté – corde dynamique en rappel, descendeur et shunt – pour dessiner en détail les dykes gréseux recoupant la corniche marno-calcaire « clansayésienne » dans la région de Bevens (cf. Parize, 1988), j'ai toujours cherché à améliorer la technique. R. Karle, guide de haute montagne, m'a fait franchir une étape déterminante avec l'usage de l'i'D® de Petzl®. Nos acquisitions en falaise le long de rivières Athabasca, Christina, Steep Bank... en Athabasca (Canada, 2005 et 2007), dans les carrières d'Uchoux (2006 et 2007 : cf. Friès & Parize, sous presse) ... en témoignent. Le travail dans les sables bitumineux du McMurray FMM a été également l'occasion de développer une procédure adaptée au travail en équipe :

¹⁹ http://www.surveyhistory.org/jacob's_staff1.htm

1. Choix de la coupe et mise en sécurité des coupes lors de l'installation des cordes,
2. Mesure des épaisseurs au Jacob et repérage par clous (ou craies de couleur) : dans la FMM, du simple au double entre le Jacob et le décamètre flottant sur la falaise !
3. Description géologique et sédimentologique par groupe(s) de deux,
4. Mesure de la radioactivité naturelle de la formation.

Bien qu'une coupe soit une information 1D, il est indispensable :

- d'intégrer les données géologiques observables en latéral (continuité des corps...)
- d'observer à diverses échelles *i.e.* prendre du recul, aller mettre le nez sur le caillou et recommencer, c'est de la sorte que les cliniformes de systèmes progadants... pourront être caractérisés...

Sur le log, la représentation des couches doit se faire en fonction de la granulométrie (galets à gauche et argiles à droite, si le profil doit se superposer au log de *gamma ray*) et non plus en respectant l'aspect actuel, *i.e.* profil d'érosion. Les fiches de lever « Géosciences Rennes » sont en passe de devenir un standard pour toute approche 1D (**Fig. 63**).

Le bâton de Jacob, c'est la géométrie au service de la stratigraphie. Ce qui permet de passer au point suivant.

Le dessin d'affleurements (de l'usage de la géométrie descriptive)

Il faut s'approprier l'objet, quelles que soient ses dimensions, en l'observant, l'analysant à toutes les échelles, de près et de loin. Comme un lever de coupe, le dessin d'affleurement doit servir à informer. Le choix de l'objet à saisir mérite plus de soins que sa représentation qui est forcément chronophage. Cette représentation graphique doit être rigoureuse, en permettant notamment de retraiter des données quelque fois longtemps après leur acquisition.

C'est toute la singularité de cette démarche. Elle s'est formalisée en Sicile, au sud de Geraci Siculo les 19 et 20 octobre 1983 (**Fig. 64**). Elle est librement inspirée de la Géométrie descriptive et de ses préceptes (**Fig. 65**).

Dès le Programme de son ouvrage fondateur – « Leçons données aux écoles normales, l'An 3 de la République » – Monge (An 7 de la République, 1799, p. 2) définit la **Géométrie descriptive** comme un langage :

« Cet art a deux objets principaux.

Le premier est de représenter avec exactitude, sur des dessins qui n'ont que deux dimensions, les objets qui en ont trois, et qui sont susceptibles de définitions rigoureuses.

Sous ce point de vue, c'est une langue nécessaire à l'homme de génie qui conçoit un projet, à ceux qui doivent en diriger l'exécution, et enfin aux artistes qui doivent eux même en exécuter les différentes parties.

Le second objet de la géométrie descriptive est de déduire de la description exacte des corps tout ce qui suit nécessairement de leurs formes et de leurs positions respectives. Dans ce sens, c'est un moyen de rechercher la vérité ; elle offre des exemples perpétuels du passage du connu à l'inconnu...

Il est donc nécessaire pour le cours de géométrie descriptive, que la pratique et l'exécution soient jointes à l'audition des méthodes » (p. 3).

Au Point 1 de son ouvrage, Monge (An VII, p. 5) paraphrase cette définition de la sorte :

« La géométrie descriptive a deux objets : le premier, de donner les méthodes pour représenter sur une feuille de dessin qui n'a que deux dimensions, à savoir, longueur et largeur, tous les corps de la nature, qui en ont trois, longueur, largeur, profondeur, pourvu néanmoins que ces corps puissent être définis rigoureusement.

Le second objet est de donner la manière de reconnaître d'après une description exacte les formes des corps, et d'en déduire toutes les vérités qui résultent et de leur forme et de leur position respectives ».

Olivier (1847, p. XII et suivantes) complète la définition de Monge (An VII) en précisant la singularité de la géométrie descriptive :

« L'homme ne crée aucune vérité géométrique, elles préexistent toutes...

Toutes les propriétés géométriques de la surface ainsi engendrée sont implicites. Le géomètre parvient à rendre ces propriétés explicites, en se servant de ce qu'on appelle méthode de recherche. Les méthodes de recherche sont des outils dont se sert le raisonnement géométrique pour l'aider dans la découverte des vérités cachées.

Les méthodes ne créent rien, elles mettent dans la lumière ; elles nous aident à voir les choses telles qu'elles sont réellement, et à démontrer que ce que nous disons être est bien réellement ce qui est...

La géométrie descriptive, comme méthode, nous permet de trouver des propriétés géométriques nouvelles (ou inconnues jusqu'alors) ; comme langue, elle nous permet d'écrire et de transmettre ainsi aux ingénieurs des vérités géométriques, et de les mettre à même de vérifier et de s'en servir ; en un mot de les utiliser dans leurs travaux sur le terrain ».

Outre les points cités par Olivier (*cf. supra*), l'intérêt d'une acquisition descriptive permet de dessiner tout corps géologique, et surtout ceux qui dépassent notre champ de résolution humaine, de s'affranchir d'un modèle génétique *a priori*, de préserver la forme de l'objet et de pouvoir s'en servir comme telle, comme « image d'entraînement ».

Monge puis Olivier formalisent une méthode/langue efficace avec des outils graphiques simples, règle, compas... Ces mêmes outils utilisés par les tailleurs de pierre (**Fig. 66**) depuis bien plus longtemps (*e.g.* Vivien, 2001) comme me le montra et transmit F. Guégen, tailleur de pierre. Sur le terrain, ces outils ont été adaptés : décamètre, boussole, rapporteur... mais les principes de cette géométrie de chantier sont restés.

Les effets de perspective dus à l'intersection entre la topographie actuelle et les corps sédimentaires ou à l'orientation de l'affleurement par rapport au plan de stratification conduisent parfois à des non-sens, voire à des contre-sens géologiques. L'observation doit être précédée d'une analyse de l'affleurement afin d'éviter toute erreur d'appréciation due à la perspective (*e.g.* Lyell, 1869, fig. 69). Ensuite sa représentation doit être d'autant plus rigoureuse que l'objet à saisir est complexe (**Fig. 67**).

Nous privilégions ainsi des représentations :

- Perpendiculaires à la fois :
 - à So,

- à la direction moyenne de l'objet principal,
- En combinant parfois deux vues frontales et une vue horizontale ou le bloc 3D sur le terrain. C'est ainsi que les affleurements de Pantano (**Fig. 64** ; Parize, 1988, fig. 129) ou de la Baume (Ibid., figs 83 & 84 ; en compagnie de F. « T' » Schneider) ont été saisis (**Fig. 68**).

Entreprendre un dessin, c'est s'engager dans une œuvre « chronophage ». Il doit être raisonné dans le fond et irréprochable sur la forme. Deux raisons au moins me conduisent à l'entreprendre (1 : 40 en descriptive) :

- L'objet sédimentaire est beau, limpide, démonstratif ; l'orientation du plan d'affleurement est malheureusement oblique au référentiel sédimentaire (transversal ou longitudinal à la direction de courant) et l'affleurement est en pente d'escalier.
- Une lecture « projetée » de l'affleurement (*cf.* Parize, 1988, fig. 20) ou bien le manque de recul ne me renseigne en rien sur sa complexité apparente. Le dessin apparaît comme le seul moyen d'analyse et de compréhension.

Exemple des filons gréseux ou des dykes et des sills sédimentaires

Ces corps sédimentaires font exception aux trois principes de la stratigraphie classique : continuité, superposition, horizontalité. Ils doivent être inventoriés en 3D pour en tirer des règles géométriques prédictibles quant à leur architecture de détail, en réseaux, avec leur corps nourricier, en juxtaposant une ou deux vues de face et une vue de dessus/dessous (**Fig. 69**). Cette difficulté est heureusement estompée par la simplicité élémentaire 2D des dykes et des sills (deux dimensions majeures par rapport à une troisième).

Comme pour tout autre corps sédimentaire, leur représentation par un bloc diagramme permet d'en saisir tout les dimensions, les variabilités et les hétérogénéités (**Fig. 70**).

Exemple de barres (tidales ou non)

Si les barres étaient 2D, une vue transversale serait suffisante. Elles sont fréquemment 3D et composites et affleurent rarement dans le référentiel sédimentaire. Heureusement que les carriers et les tailleurs de pierre découpent en fonction de la structure dominante des corps sédimentaires.

Une fois la sélection établie, les méthodes d'observation et d'acquisition doivent aboutir à une représentation 3D respectueuse, sans distorsion d'échelle. Même si ces quelques points procèdent du bon sens même, la tendance à ne pas les envisager apparaît de plus en plus fréquente car nos plus jeunes collègues retardent de plus en plus leur confrontation à la pratique du terrain.

Le fait géologique et son acquisition

Devant un affleurement, l'approche « parasol, jumelle, glacière » ou l'approche « vibram®, crayon, règle » sont de mise : la première serait plus d'influence baconienne et la seconde poppérienne (*cf. supra*). La première a le mérite de la publicité et de l'effet d'annonce, la seconde d'être à terme implacable à condition de raison garder :

L'humilité face au terrain (comme le marin face à la mer)

Il ne faut pas oublier que, la plupart du temps, **nous ne voyons que ce que nous avons déjà vu... ou ce que nous sommes prêts à comprendre...** La singularité d'un objet sédimentaire, « sa mise en musique », éclate fréquemment lorsque il est inventorié **en jouant avec les échelles et les ordres d'observation** (loupe, jumelle, ULM...) ou fortuitement par **deux outils**, le plus souvent terrain et sismique, ou bien **revu dans deux contextes**. C'est ce cheminement qui est porteur d'expertise. Redessiner une figure publiée permet de

s'affranchir des droits y afférant, mais pas pour autant de croire à une quelconque transmission d'expérience.

Comme corollaire, le droit à l'erreur doit être rappelé.

« *Il ne faut pas confondre le litage avec la schistosité, liée aux efforts tectoniques. Les plans de schistosité font souvent un très grand angle avec ceux de la stratification. Il y a parfois une certaine difficulté à distinguer le plan de schistosité du plan de stratification* » (Vatan, 1967, p. 73).

Il faut également revendiquer comme un droit, le contrôle qualité sur l'inventaire entrepris par nos collègues...

... même si c'est tabou dans le monde académique ou fonction d'intérêts stratégiques dans l'industrie. Nous sommes d'autant plus sereins à revendiquer un tel droit d'inventaire que nous y avons été incités par nos collègues anglo-saxons : Imperial Wall (cf. **Fig. 69**), Bligh Cross...

Nous avons décidé de répondre à un article traitant des *sandy debris flow* norvégiens car nous, P. Imbert et moi-même, avons la preuve que les observations sur lesquelles reposait cette proposition n'étaient pas avérées. G. Allen nous le déconseilla formellement : nous savions que la concurrence faisait fausse route et que notre savoir-faire sur les sables massifs (Imbert *et al.*, 1995 ; Parize *et al.*, 2007) avait un vrai sens opérationnel et ce n'était pas la peine de le faire savoir, au moins pendant un temps.

Pour illustrer les propos de Vatan (cf. *supra*), les pseudosigmoïdes migrants vers l'ouest dans le bassin miocène de Montbrun-les-Bains (Montenat *et al.*, 2001 ; au lieu d'une schistosité de fracture perpendiculaire sur So) – qui en sont l'exemple le plus orthodoxe –, les observations floues ou « amorphes » menées par des collègues géochimistes (discussion in Pacton *et al.*, 2006), des limites de séquence de type T comme Tartonne, la confusion entre un chenal fluvial et le ravinement messinien (Siame *et al.*, 2004), le modèle proposé par Ford *et al.* (1999) pour expliquer le fonctionnement du bassin d'avant-pays BMRP ne respectant pas les données géologiques...

Des exemples supportés par les turbidites sont tout aussi nombreux. A mon goût, les plus spectaculaires portent sur la non reconnaissance des dunes F6²⁰ (e.g. Ryan & Bouma, 1994 ; Sinclair, 2000) et sur le modèle de débruite sableuse prêché par Shanmugam *et al.* (1994, ...). Ce dernier exemple illustre l'intérêt d'une méthode d'analyse combinant données de terrain et de subsurface :

- L'observation des carottes (Imbert & Parize, 1996 ; Rigollet, 2001) ne nous a pas permis de réitérer les analyses et propositions précédemment proposées parce que les données présentées :
 - avaient été dénaturées : faciès F9 séparé de sa partie basale granoclassée ;
 - étaient trop fragmentaires pour avoir un sens,
 - relevaient du non-sens : un crochon de faille pris pour un dyke ;L'analyse critique des données de subsurface à disposition était suffisante pour affirmer que le modèle n'était pas bon, mais pas davantage.

²⁰ *sensu* Mutti (1992) et Mutti *et al.* (1999)

- Les données de terrain nous avaient enseigné (et continuent à le faire) que les sills et dykes découpent l'encaissant en blocs parallélépipédiques : un corps sableux massif passant latéralement à un réseau de bandes gréseuses emballant des éléments marno/argilo/calcaire conformes à la sédimentation. L'analogie terrain pourrait nous permettre de valider un tout autre modèle, à savoir un complexe de remplissage de chenal érosif et des injectites dans les berges comme il en existe dans le BSEF (*e.g.* Parize *et al.*, 2007 a et b).

Il est indispensable de s'assurer des données d'inventaire, ne serait-ce que pour débattre des qualités de cet inventaire. La discussion scientifique ne doit plus se limiter aux analyses, trop de publications sont demandés pour que toutes soient irréprochables. Pour continuer à construire, nous devons être certains que fondations et murs sont stables, *i.e.* acquis rigoureux et sérieux : à cet égard, les réunions techniques, francophones ou anglophones, organisées en routine dans l'industrie pour s'assurer du bon déroulement des projets valent tous les comités de lecture !

Le tour du propriétaire

Toutes les études – de terrain ou en subsurface – que j'ai été amené à faire ou à suivre, ont été initiées par une phase de cartographie et du lever d'une coupe de référence – ou de carottes – permettant de situer précisément l'objet géologique devant être analysé dans son espace et d'en connaître les limites ou l'extension. Autrement dit donner un ordre à l'objet et situer précisément les zones d'ombre.

Deux exemples suffiraient à démontrer que toute étude, *i.e.* la réponse à une question posée dans un temps imparti, doit être précédée de cette reconnaissance approfondie afin de hiérarchiser l'objet dans son contexte. Tous les deux sont tirés de mon intervention pour TOTAL au projet ARTEP de « Quantification des corps réservoir ». Le troisième exemple complète cet inventaire classé en échelles de plus en plus petites.

Le complexe chenalisant aptien de Rosans (1993 - 1994)

A l'est de Saint-André-de-Rosans, le serre d'Autruy est un monticule de sable roux d'où émergent des sphéroïdes métriques. Il se termine sur une falaise regardant vers l'est. Il constitue la partie centrale d'un affleurement subméridien continu sur plus de 5 kilomètres, haut de 200 à 50 mètres perpendiculaire à l'axe du synclinal de Rosans. L'aplomb vertical de la falaise d'Autruy est d'une quarantaine de mètres. Lors de ma thèse (1988 : fig. 40) puis ensuite en compagnie de J.-L. Rubino (1989 : fig. 69), une coupe est levée et relevée au droit du point culminant : ce lever nous satisfaisait. Nous la considérons alors comme représentative du remplissage du chenal turbiditique fini-aptien de Rosans.

Dans le cadre du projet ARTEP « Quantification des corps réservoir – Volet : Etude des chenaux turbiditiques vocontiens » (1993), une seconde coupe est levée à quelques 200 mètres plus vers le sud, avec l'aide d'un équipement d'escalade. Les corrélations avec la coupe de référence ne sont pas aisées. Finalement, une série de coupes espacées d'une cinquantaine de mètres et corrélées les unes aux autres physiquement sera nécessaire pour entrevoir la géométrie de ce qui devenait un complexe chenalisant (Parize & Imbert, 1998). Les premières images de Girassol nous conduisent à revoir les photos prises en ULM de cette falaise : le serre d'Autruy devient alors un rare analogue terrain d'un remplissage de complexe par migration latérale de chenaux proposé aux participants du stage Turbidites (à partir de 1999) et finalement publié depuis (Parize *et al.*, 2007).

Les paléovallées incisées de Saumane – Vénasque – Fontaine-de-Vaucluse (1996)

Proposées par J.-L. Rubino, les belles falaises de calcaires bioclastiques burdigaliens de la région de Vénasque sont retenues pour servir de support au volet « Etude des barres tidales miocènes de Provence » du projet ARTEP « Quantification des corps réservoir carbonatés ». Il s'agissait de mesurer des caractéristiques géométriques des dunes et des bancs tidaux (longueur, hauteur, largeur, longueur d'onde) venant ennoyer les monts de Vaucluse considérés alors comme un haut fond.

La reconnaissance montre très rapidement des variations d'épaisseurs de ce complexe tidal liées à une surface basale en marches d'escalier de dimensions variées : les affleurements des Soleillants et des Terres Rouges sont à ce titre d'un très grand intérêt pédagogique. Un complexe de rias ennoyées au Burdigalien est ainsi mis en évidence. Son interprétation en remplissage de vallées incisées en fait notre premier système burdigalien cartographié sur plusieurs kilomètres en quasi 3D. Comme l'amont de la paléovallée de Fontaine-de-Vaucluse trouve sa source à « l'aven » de Valescure et que ceux des paléovallées de Vénasque et de Payan sont géométriquement liés à des sources qui avaient été colorées à la suite du traçage des écoulements karstiques sous le plateau d'Albion et des Monts de Vaucluse (Ruel, 1996, 2000, communications orales), nous obtenons là un bel exemple de calanques datant du Miocène inférieur.

L'ampleur de l'incision fluviale fait tout de suite intervenir la déformation comme facteur amplificateur. Le projet de thèse qui sera mené à bien par D. Besson trouve à cet endroit son origine.

Le domaine vocontien

Ce troisième exemple montre la nécessité de bénéficier d'un cadre 3D le plus précis possible au moment même du dépôt de l'objet sédimentaire : après enfouissement, déformations multiples, les géométries originelles sont forcément altérées : il faut connaître les limites de la bassine ou des sous-bassines pour contraindre la géométrie des dépôts s'y effectuant et proposer des enseignements exportables à d'autres régions.

La reconnaissance du caractère chenalisant des systèmes turbiditiques aptiens et l'analyse de leur répartition nous (J.-L. Rubino et moi-même) montre l'étroite superposition des axes de ces chenaux avec ceux des synclinaux actuels du Diois et des Baronnies. Cette règle se vérifie partout dans le domaine vocontien. Nous bénéficions désormais d'un outil qui nous permet de pallier le manque d'affleurements. Les systèmes n'apparaissent plus comme un équivalent à un éventail profond « simple » comme celui de la Navy mais comme l'illustration de systèmes confinés par de précoces structures gravitaires (halocinétique et/ou argilocinétique).

La restitution 3D du domaine permet de comparer les systèmes turbiditiques vocontiens avec nombre de systèmes actuels ou récents. Nous (P. Imbert et moi-même) proposons dès 1993, le bassin vocontien comme analogue des systèmes confinés de marge passive. Ce qui nous (P. Imbert, J.-L. Rubino et moi-même) vaudra d'y animer sans discontinuer un stage Turbidites jusqu'à aujourd'hui, la plus récente session ayant eu lieu en juin 2007.

I. 3. 4 – La couche, son faciès

Le sédiment enregistre les conditions de son environnement de dépôt. Dans cette analyse de faciès, il est fait la simplification que le dépôt – ce qui a été préservé et que nous pouvons observer aujourd'hui – est représentatif du processus de transport de la particule immédiatement avant son immobilisation. De part leur contraste, ces environnements de dépôt sont caractérisés par un faciès spécifique diagnostique en liaison fondamentale avec l'hydrodynamisme et leur contenu biologique. Par exemple une plaine alluviale se distinguera d'une plate-forme marine soumise à un fort influx fluviale par son contenu faunistique et les traces fossiles. De même les structures sédimentaires diagnostiques permettent sans ambiguïté de différencier un environnement dominé tidal d'une plate-forme ouverte, soumise aux tempêtes.

L'analyse de faciès a été initiée par les études sur les turbidites à la fin des années 50. Les travaux précurseurs de Kuenen et Migliorini, combinant expérimentation et observations, la modélisation proposée par Vassoevich (1948, 1951), Nestéroff (1961) puis Bouma (1962) ont abouti au **premier modèle prédictif de la géologie sédimentaire connu comme la séquence de Bouma (Fig. 44)** et à l'explosion des travaux sur les systèmes turbiditiques des années 60-70.

La découverte puis la mise en exploitation des grands gisements de mer du Nord comme ceux du Staffjord (Jurassique inférieur) et du Brent (Jurassique moyen) est à l'origine du grand développement des études de faciès sur les dépôts paraliques ou margino-littoraux (plate-forme marine et dépôts côtiers) dans les années 80. Ces dépôts marins littoraux se classent en 3 catégories selon l'influence dominante de la marée, des vagues et des tempêtes et enfin du prolongement des écoulements fluviaux (**Fig. 21**). A chacun des ces processus

sont associées des figures sédimentaires diagnostiques et des successions de faciès elles aussi caractéristiques des milieux de dépôt (cf. **Fig. 58**).

Lithologie, texture, structures

Doivent être reportées sur le log de levé :

- Les limites de la couche, la nature des contacts sus et sous-jacents (et donner une idée de l'extension latérale et de la forme si besoin),
- Sa lithologie (*e.g.* argilites *versus* marnes), les éléments pétrographiques singuliers, l'aspect des grains, le contenu paléontologique,
- les figures de base ou de sommet de couche, leurs orientations, leurs densités,
- la texture du sédiment (la granulométrie) : faut-il dire Calcaires de Pignères ou Grès de Pignères ? je pencherai pour la seconde formule ; l'existence d'éléments flottants dans une matrice plus fine,
- les structures sédimentaires, éventuellement l'attitude des sets, leur dimension, l'existence de bioturbations,
- les couleurs, la cimentation et les figures diagénétiques...

Il ne faut pas confondre l'aspect « diagénétique » de l'enveloppe d'un corps sédimentaire avec des structures sédimentaires. Les flancs verticaux des dykes gréseux, les terminaisons latérales des sills sont ornements de crénulations ou de microplis dont l'axe se situe dans le plan de stratification : il s'agit de figures de déformation de l'enveloppe de ce corps lors de la compaction. Parfois des remplissages de chenaux présentent des déformations analogues surimposées aux figures primaires. La méconnaissance de ce phénomène conduit invariablement à prendre des injectites pour des corps *in situ* (**Fig. 69**) ; nous avons dû établir un guide de reconnaissance pour distinguer d'une part des ensembles liquéfiés de remplissage de chenaux des injectites d'autre part (**Fig. 71**).

Il existe de très nombreux ouvrages de sédimentologie de faciès, de base ou avancés (Conybeare & Crook, 1968 ; Reineck & Singh, 1980 ; Harms *et al.*, 1982 ; le « *Facies model* » et ses éditions successives ; Mémoire SEPM 84...) , pour fournir toutes les informations liées aux environnements sédimentaires et à leurs caractéristiques. Pour les environnements de plate-forme littorale et de bassin profond qui seront détaillés par la suite, je vais rappeler quelques figures diagnostiques et mentionner l'existence de vrais faux amis que je souhaite partager.

Le rapport sable/argile

Ce rapport est essentiel dans les études réservoir. Les stratifications lenticulaires, ondulées ou madrées (**Fig. 72**) sont indépendantes des processus sédimentaires. Leur caractérisation est bien évidemment importante dans le cadre de leur intégration dans les modèles de gisement et les simulations de production qui en découlent.

La marée

La reconnaissance des critères tidaux est essentielle comme pour distinguer des dépôts fluviaux de dépôts estuariens. Cette distinction n'est cependant pas si évidente que cela. L'évidence de la marée dans le sédiment a été reconnue très tôt au 19^{ème} siècle dès lors que s'observent des structures en arête de poisson (Lyell, 1863 ; traduit par M. Hugard) :

« Les feuillets transgressifs des couches successives peuvent quelquefois présenter entre eux une inclinaison opposée. On observe de très bons exemples de cette structure dans quelques falaises de sable meuble, sur la côte du Suffolk. J'ai représenté une portion de l'une de ces falaises : les feuillets, composés de grains quartzeux, ont à peine 4 à 5 millimètres d'épaisseur. Cette disposition doit être attribuée aux changements de direction de la marée et des courants qui sont survenus sur un même point ».

Et même si l'alternance de lits millimétriques de sable et de phyllites est observée (Fig. 73) « dans la vase récemment déposée dans la baie de la Roche Bernard, en Bretagne, à l'embouchure de la Loire » (Lyell, 1863, p. 40), si l'usage de cyclicité apparaît temporel (Kerviler, 1877, tous paramètres égaux par ailleurs ; cf. Fig. 28) et si les études des bouchons vaseux comme en Loire ou en Gironde se développent dès les années 30, il faudra attendre plus d'un siècle pour que le drapage argileux et sa récurrence rythmique (Visseur, 1980 ; Boersma & Terwingt, 1981) deviennent les critères quasi-absolus d'attribution :

- en domaine intertidal, en général un seul lit argileux sauf en cas de décantation dans des flaques (Féniès *et al.*, 2001 ;
- en domaine subtidal (proximal), le doublet ;
- quelque soit la localisation dans une embouchure de rivière karstique, ou au delà de la zone d'influence du bouchon vaseux, il n'y aura pas d'argile ! La répétition de lamines grossières et de lamines de matériaux plus fins peut être un critère : nous en parlerons dans la seconde partie ;
- quelque soit le type de rivière à l'amont de l'estuaire, l'estran intertidal peut être caractérisé par la troncature de la crête des rides de courant et les constructions intertidales vont montrer des rides d'émersion liées à leur vidange en fin de jusant ;

Les critères tidaux se résument de la sorte (*e.g.* Parize & Rubino, 1996) :

- **Bidirectionnalité**
 - à l'échelle de la formation,
 - dans les corps sédimentaires superposés,
 - au sein d'un même corps ;
- **Cyclicités**
 - équinoxiales,
 - lunaires,
 - (semi)-diurnes ;
- **Physiographie**
 - des dunes,
 - des surfaces de réactivation,
 - évolution du pendage et de la forme des faisceaux de lamines.

La succession de surfaces de réactivation donnant des corps sigmoïdes est proposée par Mutti *et al.* (1984) comme autre élément diagnostique. Il n'est pas contesté par Dalrymple & Choi (2003, p. 35, figs 36 & 37). En effet ces corps sont considérés respectivement soit comme des dunes soit comme des bancs à surfaces obliques d'accrétion.

S'il y a débat, il porterait sur des objets d'échelles différentes : les dunes sigmoïdes individuelles et métriques *versus* les bancs composites et plurimétriques.

L'architecture interne des corps tidaux n'est pas complètement établie. Nous nous servons du modèle théorique en types 1 à 6 établi par Allen (1980, fig. 8). Il me semble que le passage entre les grandes dunes et les très grandes dunes (*cf. infra*) s'accompagne d'une réorganisation de l'architecture interne : nous tentons actuellement de le préciser en étudiant les corps tidaux du BMRP (Thèse Descote, en cours).

L'action des vagues, dans la zone intertidale à subtidale, est à l'origine de la surface d'abrasion « *wave cut surface* » (Fig. 74), grandement aidée par l'activité biologique : l'habitat des lamellibranches lithophages se trouve le plus souvent dans la zone de balancement des marées ou dans une zone immergée proche du niveau des basses mers (Fischer, 1943).

Le ressaut hydraulique

« Un ressaut permet le raccordement entre un tronçon amont où l'écoulement est torrentiel et un tronçon aval où il est fluvial. Le ressaut est dissipateur d'énergie. Au droit d'un ressaut, l'écoulement est rapidement varié.

Lorsqu'un écoulement torrentiel « rencontre » un écoulement fluvial, la jonction se fait avec une forte discontinuité du tirant d'eau (ou de l'épaisseur de l'écoulement), et une importante agitation qui dissipe une grande part de l'énergie acquise dans le torrent torrentiel. L'observation montre de grands tourbillons, des remous ainsi que de nombreuses bulles d'air entraînées. Cette zone agitée est baptisée ressaut hydraulique. L'écoulement aval est indépendant du ressaut. Il est important de positionner les ressauts car c'est une zone à forte dissipation d'énergie où se produisent de fortes érosions des berges et du fond » (Degoutte, 2006).

Les figures d'affouillement dues au ressaut hydraulique, accompagnant un changement dans la dynamique de l'écoulement turbiditique (Fig. 75) sont à rechercher avec soin : l'affouillement (Fig. 76 ; *cf.* Fig. 68), son éventuel drapement par décantation des particules les plus fines après le passage de l'épandage et vers l'aval les dunes de type F6 (Mutti & Normark, 1987, 1991).

Le pavage du lit fluvial

« Dans les parties amont où les rivières sont torrentielles, le charriage de tous les jours enlève les parties fines, et laisse en surface une couche de matériaux grossiers, qui constitue peu à peu une protection des sédiments sous jacents. Certains gros grains en fonction de leur position et de leur taille ont un rôle structurant pour l'ensemble des classes de taille et permettent que s'organise une armature de surface, appelée pavage. Seule une forte crue pourra détruire la couche pavée et permettre la saturation en débit solide.

Pour reconnaître visuellement si une rivière est pavée, il faut observer finement la pellicule de cailloux de surface. S'ils ont tous une taille supérieure à une certaine valeur (par exemple absence de sable), alors que les matériaux recouverts ont aussi une partie fine, il s'agit certainement d'un pavage.

Le pavage affecte plus particulièrement les rivières à pente forte ou moyenne, et par voie de conséquence, le pavage affecte peu les rivières à sable » (Degoutte, 2006, p. 46-47).

I. 3. 5 – De la couche à la séquence de faciès

« Les divers types (de roches sédimentaires) s'associent en « séries sédimentaires ». Chacune de ces séries correspondra à ce que nous nommerons une « unité paléogéographique » : ce sera si l'on veut, une « pétrographie de paysages » (ou d'anciens paysages), opposées à ce que nous avons appelé la « pétrographie de tiroirs », ou « d'échantillons » » (Gignoux, 1936, p. 2).

Les couches ou ensembles de couches à l'origine de ces « séries sédimentaires », se caractérisent à la fois par un contenu, le faciès, et par un contenant, leur enveloppe. Cette association est à la base même des « éléments architecturaux ».

Les éléments architecturaux

Les éléments architecturaux ont remplacés au début des années 80 les modèles de faciès, trop processus de dépôt et pas suffisamment stratigraphiques. Les modèles de faciès fluviatile (Bersier, 1948, 1959 ; Allen, 1965...) s'étaient multipliés si bien qu'ils ne devenaient représentatifs que du cas d'étude pour lequel ils avaient été conçus. Ce même constat s'est vérifié pour les systèmes turbiditiques. La stratigraphie sismique (e.g. Mitchum, 1977) offre alors aux sédimentologues un nouveau mode de caractérisation de corps sédimentaires transposé de celle des unités sismiques.

Miall (1985) est à l'origine de ce concept en préconisant la reconnaissance et la caractérisation d'**éléments architecturaux (AE, Architectural Element)**, « *cadre rigoureux pour faciliter le dialogue, la comparaison et la synthèse interdisciplinaire* » (Ferry, 2003, p. 93 à 95) :

« La définition d'un AE doit obligatoirement inclure les paramètres suivants (Miall, 1985) :

- *La nature de ses surfaces inférieures et supérieures : érosive ou graduelle, plane ou courbe, régulière ou irrégulière ;*
- *Sa géométrie externe : en lentille, en feuille, en coin, en cuillère ou en remplissage de forme en « U » ;*
- *Son échelle tridimensionnelle : épaisseur et extension latérale et longitudinale ;*
- *Sa géométrie interne : association de faciès, séquence verticale, structures et figures sédimentaires ».*

Ce sont donc les AE des systèmes de dépôts fluviatiles qui sont établis en premier (Miall, 1985). Initié par Mutti & Normak (1987, 1991) et Posamentier *et al.* (1991), l'emploi des AE est également routinier en environnement profond sous-marin. C'est la méthode d'analyse que nous avons suivie et appliquée au BSEF, à la MANE et au Golfe de Guinée en portant un soin tout particulier aux changements d'échelle (de la lamine centimétrique, voire même de la lame mince et les aspects pétrophysiques, jusqu'à l'échelle plurikilométrique).

Nous commençons à la mettre en œuvre dans les systèmes estuariens et fluvio-deltaïques (e.g. Labourdette *et al.*, 2007 ; Labourdette *et al.*, en cours).

L'enchaînement de faciès

Les faciès s'enchaînent au long du fond de la mer donc à bathymétrie croissante (et énergie décroissante). Un des premiers exemples de séquence de faciès allant du large au littoral est dû à Ghibauda *et al.* (1974), d'autres très beaux exemples à Plint (1988) ou Guillocheau (1990). Lors des stages de formations, nous proposons ces exemples d'enchaînement pour des côtes à haute et basse énergie de vagues (**Fig. 77**) ou les environnements dominés par la marée.

Grâce à la loi de Walther (*cf. supra* ; **Fig. 10**), cette évolution horizontale se retrouve verticalement en tout point du profil bathymétrique. Il est donc possible de caractériser des évolutions à tendance progradante, de comblement du domaine marin, à tendance rétrogradante, d'approfondissement du domaine marin et à tendance aggradante. Dans le respect des surfaces stratigraphiques et de leurs relations géométriques, ces motifs géométriques simples enregistrent donc respectivement le déplacement vers le continent (transgression), vers le large (régression) de la ligne de rivage ou sa stabilisation pendant un certain temps (aggradation), ils sont à la base de notre analyse stratigraphique.

Une séquence de faciès correspond à une séquence lithologique *sensu* Lombard (1956 ; *cf. supra*). Elle caractérise un cortège sédimentaire (*cf.* § I.1.2).

Notons que « succession de faciès » et « association de faciès » ne peuvent être pris l'un pour l'autre et qu'une « association de faciès » doit associer génétiquement des faciès (*cf.* discussion chenal *versus* remplissage, § I.1).

Le sens donné aux corrélations entre coupes est fonction de l'horizon pris comme *datum*. Il faut toujours privilégier une couche ou un faisceau de couches s'étant déposés au plus près de l'horizontale ! Par son choix le *datum* va donner une forme au dessin des corrélations (e.g. Rittenhouse, 1958). Ainsi dans le cas de complexes tidaux remplissant des rias, le fait de prendre comme *datum* la base de ce complexe ou du complexe suivant, pourra induire des formes en mamelons n'ayant jamais existées ; pas conséquent, **il ne faut jamais prendre une surface de ravinement (« érosion ») comme *datum*.**

I. 3. 6 – De la séquence de faciès à la séquence (de dépôt)

Pour édifier une séquence, deux (rarement une) ou plus séquences de faciès s'enchaînent les unes les autres non en continuité mais par des ruptures dans l'évolution des faciès : superposition de deux faciès non juxtaposables génétiquement selon la loi de Walther ou changement dans la progression des faciès (de rétrogradant à progradant par exemple). Ces ruptures se corrèlent latéralement et correspondent à des surfaces stratigraphiques :

- La caractérisation de **la limite de séquence** ou surface de discordance est toujours privilégiée. La limite de séquence correspond à une rupture dans un enchaînement logique : changement lithologique, stratonomique, contenu faunistique. Ainsi l'apparition dans une série de plate-forme d'un épandage de crue qui en était jusqu'alors absent, signale un changement de tendance : sinon comment explique sa non-présence auparavant, sa préservation *etc.* ?

- Lorsqu'une séquence progradante présente une discontinuité, le manque d'un terme c'est-à-dire d'un environnement, il est clair que le sédiment a enregistré une soudaine et brutale diminution de la tranche d'eau donc un à-coup dans le déplacement de la ligne de rivage vers la haute mer. Cette surface peut correspondre plus en amont à une surface d'érosion fluviale tandis que latéralement les interfluves sont continentalisés. Parfois plusieurs surfaces de ce type peuvent se suivre dans le temps, s'amalgamant en une seule surface d'érosion à l'amont. Dans un tel schéma, la plus ancienne de ces surfaces est dite limite de séquence (Posamentier & Allen, 1999).
- Lorsqu'une séquence marine rétrogradante vient recouvrir des dépôts antérieurs, la surface correspondante est une **surface de transgression**. Dans ce cas, l'empiètement de la mer sur le continent induit tout d'abord une abrasion marine caractéristique de l'action des vagues : la surface d'abrasion par les vagues. Cette abrasion va remanier les dépôts superficiels continentaux comme les sols et mettre à nu le substratum : la limite de séquence pouvant être soulignée par un profil d'altération continentale sera érodée, amalgamée à la surface d'abrasion et à la surface de transgression.
- En domaine paralic, la proximité entre les terres émergées et le domaine marin explique que la série sédimentaire préservée soit uniquement marine, sans dépôts continentaux, et que les surfaces stratigraphiques observables soient des surfaces de transgression. Il va de soi que les limites de séquence ont pu exister et que d'importants transits sédimentaires du continent vers le domaine marin ont pu avoir lieu via les rivières côtières et les fleuves.
- Lorsque l'évolution passe de rétrogradante, *i.e.* déplacement du rivage vers les terres émergées pour suivre une augmentation de la tranche d'eau, à progradante pour finir par un comblement, il est clair que la surface correspond à une bathymétrie maximale en tous points : il s'agit donc d'une **surface d'inondation maximale MFS**.
- L'apport sédimentaire peut altérer le synchronisme régional de la MFS.

« In others settings, where the sediment flux can be greater through one fluvial system than through a neighbouring one, the former system can be characterized by renewed highstand deltaic deposition whereas the latter can still be characterised by estuarine trapping of fluvially derived sediment » (Posamentier & Allen, 1999, fig. 2-20 et p. 39).

Ce constat est illustré par l'exemple des corrélations du remplissage de la vallée incisée fini-burdigalienne (**Fig. 78**) entre Bayanne et Châteauredon (Besson, 2005 ; Besson *et al.*, 2005 ; Parize & Rubino, 2007).

- Dans certains contextes, il y a superposition et amalgame de la limite de séquence, de la surface de transgression, de la surface d'inondation maximale de la même séquence : pas assez d'apports sédimentaires lors de l'envasement marin pour combler une vallée incisée au droit d'un anticlinal actif. Parfois même le comblement n'est assuré qu'au terme d'une deuxième, voire d'une troisième séquence.

Quelques signatures physiographiques à rechercher avec soin

L'érosion des reliefs correspond à la somme des effets d'une (i) fragmentation mécanique, (ii) hydrolyse et (iii) mise en solution. Tous les produits qui en sont issus sont apportés en mer (lac) par les rivières et les fleuves : traiter le domaine marin comme étant en continuité avec le domaine continental devrait être une évidence. Rappelons qu'il s'agit encore aujourd'hui de deux mondes largement déconnectés. Soulignons par exemple la géologie de la Chine dominée par des dépôts continentaux : à ce jour nos collègues chinois manquent très fortement d'expérience sur les systèmes marins et notamment les systèmes carbonatés (expérience IFP : Friès, 2006, communication orale). Même en domaine marin, il est impératif de raisonner en prenant en compte le continental.

L'ajustement du profil de la rivière pour rejoindre son niveau de base suit le NMR : il est soit en équilibre, soit en érosion, soit en aggradation (*e.g.* Summerfield, 1985). L'alimentation des deltas varie de la même façon lors d'un cycle de variations de NMR. Au sein d'une même séquence et au droit d'une même verticale – tous paramètres égaux par ailleurs – nous rencontrerons successivement une vallée fluviale, incisant son substratum, un estuaire puis un delta, ce qui correspond respectivement à un thalweg d'érosion, son ennoisement par la mer suivi de son remplissage par des produits venant de mer et de terre et enfin le débordement de son remplissage et du fleuve qui l'alimente en direction du large.

Les vallées incisées

Les (paléo)vallées incisées et leur remplissage sédimentaire correspondent à l'élément de base des analyses stratigraphiques menées de part et d'autre d'un (paléo)littoral (Fig. 79). Elles constituent le marqueur stratigraphique à rechercher dans cet environnement (*e.g.* : Posamentier *et al.*, 1988 ; Posamentier & Vail, 1988 ; Posamentier & Allen, 1999...). Outre cet actuel succès, leur intérêt vaut par leur remplissage : contenu paléontologique, minier (*e.g.* Leriche, 1912, p. 779-780 ; Wadsworth *et al.*, 2002...), pétrolier (Sherwin, 1996...), dragage pour approfondir les chenaux d'accès aux ports comme ceux de Nantes – Saint-Nazaire (Berthois, 1956 ; Ottmann *et al.* 1968, 1970 ; Barbaroux *et al.*, 1974 ; Biteau, 1978 ; Prigent, 1977 ; Barbaroux, 1980) ou de Bordeaux (Glangeaud, 1934, 1938 ; Allen, 1972, 1991... ; Allen *et al.*, 1970, 1974, 1992...). Les « Torrents » au toit du gisement houiller du BHNPC ont longtemps été une menace supplémentaire à la sécurité des hommes et des matériels des mines de charbon d'Anzin et d'ailleurs :

« Tout d'un coup, comme on était aux deux tiers de la descente, il y eut un frottement terrible. Les fers craquaient, les hommes furent projetés les uns contre les autres...

Pourtant, la cage avait franchi l'obstacle. Elle descendait maintenant sous une pluie d'orage, si violente, que les ouvriers écoutaient avec inquiétude ce ruissellement...

Le torrent ronflait sur leurs têtes, ils arrivèrent au fond, au dernier accrochage, sous une véritable trombe d'eau...

Quel accident avait pu emporter ainsi les camarades ? Leur terreur s'accroissait de l'incertitude du danger, de cette menace qu'ils sentaient là, sans la connaître.

Enfin, comme ils s'approchaient de l'accrochage, un torrent leur barra la route. Ils eurent tout de suite de l'eau jusqu'au genoux ; et ils ne pouvaient

plus courir, ils fendaient péniblement le flot, avec la pensée qu'une minute de retard allait être la mort.

– Nom de Dieu ! c'est le cuvelage qui a crevé, cria Etienne. Je le disais bien que nous y resterions » (Zola, « Germinal », 1884, 7^{ème} partie, 3^{ème} chapitre).

Ces « Torrents » correspondent à des réservoirs aquifères de sables wealdiens *sensu lato* remplissant des réseaux de paléovallées drainant le massif ardennais avant leur fossilisation par les « dièves » du Crétacé supérieur (Parize, 1994 ; Parize *et al.*, 1997). Débouchant du « bassin » de Mons en Belgique, ces paléovallées alimentaient le complexe deltaïque, d'âge Crétacé inférieur, du bassin parisien (*e.g.* Paraire & Parize, 1989...).

Elles sont également appelées vallées enfouies, estuaires fossiles (*e.g.* Milon, 1937), vallées submergées (*e.g.* Lemoine, 1911, p. 301, Boillot *et al.*, 1971), « shelf valleys » (*e.g.* Allen, 1986, p. 40) ou « estuarine valleys ». Leur histoire débute officiellement en 1944 avec le mémoire de Fisk. Dans l'ancien monde, elle est naturellement plus ancienne : des telles morphologies sont décrites tout à la fois dans l'ancien (bassins sédimentaires) et dans l'actuel (littoral) dès le 19^{ème} siècle.

Les estuaires de la Loire (**Fig. 80**) et la Gironde (**Fig. 81**) avec leurs « vallées enfouies » constituent sans aucun doute des modèles de référence pour la sédimentation estuarienne depuis les travaux d'Allen *et al.* (1970) et Ottmann *et al.* (1970). Le bouchon vaseux (**Fig. 82**) y a été défini, analysé par Berthois ou Glangeaud : c'est le principal responsable des hétérogénéités dans ce type d'environnement. Pêcher la belon dans les étiers de ker Kabelec fournit des images d'analogues qui collent à la peau et qui durent.

L'incision a pour conséquence de permettre un remplissage plus récent positionné altimétriquement plus bas et non superposé verticalement au remplissage précédant immédiatement l'incision. Cette géométrie définit l'emboîtement d'une série dans une autre. C'est un trait caractéristique des vallées incisées (il faudrait donc parler de remplissages emboîtés de vallée) ; elle est contraire à la règle de superposition stratigraphique à la base de l'analyse des séries sédimentaires. S'il n'est pas toujours observable (affleurement dans l'axe de la vallée, érosion différentielle...), s'il n'est pas toujours réalisé (rapport entre incision et épaisseur des séries...), l'emboîtement doit être recherché car c'est un bon critère de reconnaissance des vallées incisées.

Si au terme du comblement de sa première vallée, une rivière peut divaguer et déborder ses anciens interfluves, lors de l'incision suivante elle va creuser un nouveau thalweg déboîté par rapport au précédent. Le déboîtement est donc lié à une épigénie d'aggradation (**Fig. 83** ; Clauzon *et al.*, 1992). Il y aura déboîtement puis emboîtement. Au cours du Miocène, les complexes de vallées incisées rhodano-provençales présenteront plusieurs cycles déboîtement – emboîtement.

Si le terme de « vallée côtière » doit être restreint aux incisions fluviales dans le prisme côtier et celui de « vallée de piedmont » aux incisions se prolongeant dans le domaine alluvio-continentale (mémoire SEPM 51, 1994), le terme de « **vallée littorale** » pourrait être un bon candidat au remplacement de celui de « vallée incisée » si ce dernier semble forcément redondant à certains ?

Les prismes de régression forcée et les deltas de bas niveau marin

En domaine de plate-forme, la chute du NMR provoque une réponse des systèmes fluviaux qui vont ajuster leur profil, le plus souvent en érodant le substratum (*e.g.*

Summerfield, 1985 : *cf. supra*). Si la vitesse de chute du NMR, l'apport sédimentaire et la physiographie s'y prêtent, une succession étagée de prismes littoraux accompagne la chute du NMR avant l'alimentation directe du talus par les rivières contribuant aux systèmes turbiditiques profonds (**Fig. 84**). Ce prisme sédimentaire de plate-forme correspond au prisme de régression forcée *i.e. early lowstand system tract*. C'est l'un des apports essentiels de la stratigraphie séquentielle et une grande partie du mérite en revient au trio G. Allen, H. Posamentier et M. Tesson (*e.g. Posamentier et al., 1992*).

Dans le cas d'une régression forcée, le déplacement de la ligne de côte se fait en toute indépendance de l'apport sédimentaire : il accompagne l'émersion de la plate-forme interne lors de la chute du NMR, tandis qu'une régression « normale » est due à un déplacement de la ligne de côte provoqué par le comblement de l'espace disponible par l'apport sédimentaire (Posamentier et al., 1992).

La distinction entre deltas de haut niveau et de bas niveau est également essentielle (**Fig. 85**). Le delta de bas niveau peut se construire lors de la période de stabilité de bas NMR (**Fig. 86**) (LLST, *late lowstand system tract*) ainsi qu'au début de la phase de remontée. Lorsque le volume des apports est supérieur à l'accommodation, ce cortège a naturellement un développement plus important aux débouchés des vallées littorales de plate-forme. Dans les vallées, des dépôts fluviaux peuvent accompagner la progradation du prisme.

Le passage entre le prisme tardif de bas NMR et le prisme précoce accompagnant le début de la remontée du NMR est strictement diachrone car au débouché des rivières littorales, l'apport sédimentaire va continuer à masquer un temps les effets de la remontée.

L'aggradation fluviale et les piedmonts

L'aggradation fluviale est à l'origine de la construction des piedmonts. Elle n'est possible que pour permettre à une rivière de tendre vers son niveau de base (*cf. supra*).

A noter que **les piedmonts très développés** (plusieurs centaines de mètres d'exhaussement) résultent de l'aggradation fluviale de plusieurs séquences de dépôts **s'organisant souvent au deuxième ordre (10 my) et dans des zones subsidentes** : *e.g.* le Valensole I du bassin de Digne-Valensole.

Et pour résumer

Ces trois termes renvoient à la réponse d'une rivière vis à vis de son niveau de base. Le débat qui porte au sein de notre communauté sur la position de la limite de séquence : première incision ou dernière *i.e.* base de la première régression forcée ou sommet de la dernière, est sémantique au regard de l'importance de la non reconnaissance des trois points sus-jacents.

Une séquence type en domaine de plate-forme

Une séquence type pourrait commencer au-dessus d'une surface d'érosion subaérienne modelée par la transgression, par le dépôt d'un complexe de barres tidales bioclastiques stratocroissantes puis rapidement stratodécroissantes, notamment lorsque les interfluves sont ennoyés, constituant le cortège rétrogradant, puis se prolonger par des marnes puis des marno-calcaires, se terminer par une formation de plus en plus sableuse, enregistrant de plus en plus la houle ou la tempête, une plage, éventuellement des dunes éoliennes, ce tout constituant le cortège progradant...

L'absence d'au moins un terme dans la succession du cortège progradant, un changement dans l'énergie de côte... indique une réelle frontière, une discordance. Au sein du cortège rétrogradant, le passage brutal entre des dépôts dominés par la marée et d'autres dominés par la houle souligne la présence d'une surface de ravinement par la houle.

L'intégration des données de subsurface

Ces données, qui correspondent aux données de puits (1D) et à celle de la sismique (2D ou 3D) – donc d'échelles très différentes – sont le pain quotidien de l'explorateur ou de l'ingénieur réservoir dans l'industrie pétrolière ou minière avec les techniques de lixiviation. Leur utilisation dans un but stratigraphique a été formalisée par de nombreux auteurs ; pour davantage de détails, je renvoie le lecteur intéressé respectivement à Posamentier & Allen (1999) et à Cramez (2001, 2002 : cf. site web).

Les données de puits et les diagraphies

Dans un chapitre d'applications, Posamentier & Allen (1999) proposent un cheminement clair et relèvent les principales chausse-trappes à éviter. Le retour d'expériences des stagiaires et des élèves montrent qu'il faut insister sur un point essentiel : **une analyse stratigraphique des diagraphies ne peut être pertinente que dans un contexte morpho-sédimentaire établi au moins dans ses grandes lignes et intégré par l'interpréteur, à savoir en ayant une bonne idée du contexte et possédant une échelle de temps relative.**

Les données de sismique réflexion

Les données de sismique réflexion représentent (avec les puits, souvent peu nombreux) la matière première à la base de la construction des modèles, et ce à toutes les échelles (du réservoir à la vision régionale et l'échelle du bassin).

Même si cela est un peu en dehors du propos de ce mémoire, ma formation à l'ENSPM reste bien ancrée dans ma pratique. J'insisterai à ce stade sur un point primordial parfois un peu oublié : l'interprétation des données sismiques reste très largement dépendante de la qualité des données. La sismique 3D n'est pas un outil miracle et son pouvoir de résolution reste inéluctablement limité (puissance de la source, dimension des *bins*, ...).

La stratigraphie séquentielle fondée sur les profils sismiques devrait systématiquement comporter une phase d'évaluation avec les géophysiciens du pouvoir de résolution des données disponibles ; combien de fois faudra-il répéter que même avec une sismique 3D, le pouvoir de résolution verticale est rarement supérieur à 20 mètres (le cas des acquisitions à très haute résolution reste encore marginal et la sismique n'est pas toujours de qualité aussi belle que sur certaines zones de l'*offshore* profond angolais).

Lorsque la qualité de la sismique le permet, une analyse stratigraphique peut être entreprise. Celle-ci doit comporter au moins les trois étapes suivantes

- Le pointé des biseaux de progradation (*dowlap*), des biseaux sommitaux (*toplap*) et des *onlaps*.

- La reconnaissance du déplacement vers le bassin (*downward shift*) de la rupture de pente littorale (*depositional shoreline break*).
- Le suivi des déplacements de cette rupture de pente. En sismique il n'est plus possible de la confondre avec la rupture de pente continentale (*shelf break*).

Si ces points sont correctement établis et si le signal sismique est adapté, les prismes de régression forcée sont notamment caractérisés avec facilité.

I. 3. 7 – De la sédimentation à la géodynamique locale

Lombard (1956) qui ne passait pas pour un incondionnel du contrôle eustatique de la sédimentation, résuma parfaitement toute l'ambiguïté des relations de causes à effets entre la sédimentation et la tectonique. Même si

« l'étude lithologique et stratigraphique des grandes séries montre les répercussions qu'ont eu les déformations de l'écorce terrestre sur leur composition et leur extension, sur leur présence ou leurs lacunes, sur les changements de leurs faciès et sur la répartition de leurs faunes et de leurs flores (p. 539)... les relations entre la tectonique et la constitution des séries sédimentaires sont extrêmement complexes. Elles n'expliquent pas tout dans la formation de ces séries » (p. 561).

Haug (1900, p. 681) avait anticipé le propos :

« Il est peu de questions qui aient autant préoccupé les géologues, en particulier dans les vingt dernières années, que celle des causes des oscillations du niveau des mers. L'étude des déplacements actuels ou récents des lignes de rivage, loin de donner la clé des phénomènes de transgression ou de régression dans les périodes anciennes, n'a fait qu'obscurcir le problème.

Deux doctrines se trouvent encore aujourd'hui en présence :

1° celle qui explique les déplacements des lignes de rivage par des oscillations verticales de la terre ferme ou par des mouvements du sol, quels qu'ils soient ;

2° celle qui a recours, pour expliquer ces déplacements, à des mouvements propres de la nappe océanique ».

Faute de pouvoir quantifier en continu l'accommodation, nous préconisons le recours à la physiographie, dans la continuité du travail initié par G. Clauzon sur le Mio-Pliocène du BMRP. En effet lors des chutes du niveau marin relatif, les systèmes fluviaux ajustent leur profil d'équilibre en érodant leur substratum permettant ainsi le développement d'un réseau de vallées incisées (*e.g.* De Lapparent, 1883 ; Fisk, 1944 ; Vince, 1958 ; Clauzon, 1973 ; Allen, 1991 ; Vail *et al.*, 1991 ; Posamentier & Allen, 1999).

L'analyse de ces réseaux permet d'approcher la géodynamique du bassin au cours d'une période durant laquelle les variations de l'accommodation sont négatives (l'espace disponible est supprimé), ce qui revient indirectement à pouvoir quantifier les surrections tectoniques (*e.g.* Parize, 2000 ; Besson, 2000, 2005 ; Parize & Besson, 2003). L'inventaire et

l'analyse de ces réseaux de paléovallées incisées du BMRP nous fourniront des exemples de cette mesure stratigraphique de la déformation.

I. 3. 8 – De la séquence (de dépôt) à l'histoire du bassin

« Enfin il reste à tirer de tous ces faits des conclusions générales, à reconstituer ce qu'était la Terre, à une époque déterminée, à faire de la Paléogéographie.

Si élevé que soit ce but, il grandit encore en synthétisant ces paléogéographies successives, de façon à dégager la loi d'évolution à la fois organique et inorganique du globe et à faire ce que j'appellerai de la Paléohistoire » (Lemoine, 1911, p. 3).

Créateur d'histoires, le géologue doit être à la fois scénariste, metteur en scène... Cette disposition est de plus en plus routinière pour l'industriel qui peut disposer de sismique 3D. A partir de données de terrain, encore à ce jour malgré l'usage des géomodeleurs, l'exercice est plus intellectuel : choix/pertinence de la succession des instants (*cf.* Klein, 1998), construction des blocs diagrammes, choix d'un angle d'observation, prise en compte du temps, de la compaction, de la tectonique, des autres déformations, de la diagenèse... Ainsi la géologie (sédimentaire) se rapproche de la géomorphologie en proposant des successions d'instantanés paysages dont l'évolution sera le reflet de l'eustatisme, de la géodynamique... Cela m'était « tellement » évident que c'est J. « T » Schleifer qui me proposa la formule concentrée que je m'approprie :

La singularité du géologue doit être de proposer des dessins animés, ou mieux des films d'animation.

C'est que très rapidement les auteurs ont cherché à combiner les outils pour proposer ces histoires. Nous sommes passés du dessin animé (2D et temps : 3D) aux films d'animation (3D et temps : 4D). Sténon (1669) a ainsi reconstitué à sa manière l'histoire de la Toscane (**Fig. 87**). S'en inspirant – largement, il en fut un des traducteurs récents – tout en intégrant les résultats stratigraphiques de Cuvier et les idées tectoniques de Buch à une véritable investigation *in situ*, Elie de Beaumont a été le premier Moderne à préconiser une approche intégrée de la géologie (1830). Le défilement/calendrier « Carbonifère – Andes » (**Fig. 88**) montre la succession des tectoniques au cours du temps ; longtemps cette approche a fait référence et reste encore si moderne tant que certains collègues associent encore trop strictement une direction de raccourcissement à une phase tectonique ! Ceci dit, les quelques suites de blocs diagrammes pour illustrer cette nécessité d'animer le passé suffisent à en démontrer la clairvoyance.

Quelques suites de blocs diagrammes :

❖ Des estuaires « flandriens »

comme la Gironde (Allen *et al.*, 1970 : **Fig. 89**) ou celui de la Lavaca (Wilkinson & Byrne, 1977 ; **Fig. 90**).

❖ La Fournaise (île de la Réunion, océan indien)

Cette suite de blocs diagrammes (**Fig. 91**) a été établie pour Ollier *et al.* (1998) en partant de leurs données : sonar, sismique, carottes. La physiographie actuelle de la marge est donnée par les cartes bathymétriques et topographiques. Elle a été construite en partant de la situation la plus récente pour aller vers la moins informée (par effet d'érosion et/ou de recouvrement).

❖ L'éventail de Céüse (domaine vocontien, BSEF)

Cette suite 4D (**Fig. 92**) a été élaborée avec G. Friès (Friès & Parize, 2003) pour résumer le fonctionnement aptien de l'éventail de Céüse (BSEF). Ne bénéficiant pas de carte bathymétrique pour le domaine vocontien au cours de l'intervalle aptien, la physiographie de la paléomarge vocontienne a été reconstituée en tenant compte :

- De la localisation de la zone de transition entre la plate-forme et le talus et de son déplacement au cours du temps,
- Des isopaques des corps sédimentaires et des intervalles stratigraphiques et de leur variabilité,
- La nature des contacts et des biseaux entre les unités stratigraphiques.

Ces blocs confirment la pérennité des axes de transfert, des secteurs en érosion et des zones en dépôt. Ils montrent la répartition des zones hautes et des seuils. Ils facilitent les comparaisons avec les systèmes actuels ou de subsurface. Ils mettent également en évidence les secteurs en cours de déformation, l'évolution des paléopaysages. Une démarche de terrain (géométrie, faciès et paléontologie), éventuellement complétée de subsurface (sismique et logs) recèle donc tous les éléments pour restituer l'histoire d'un bassin sédimentaire.

« En reconstituant les données géométriques et leur succession, nous restons sur le terrain de la science ; nous obtenons une suite d'images, comparables à celles d'un film, et nous n'avons pas besoin d'étendre un voile sur notre ignorance quant à la nature des « causes » et des « forces » » (Wegmann, 1951, p. 60).

Pour conclure

Ces définitions, ces fondamentaux à la base de nos démarches d'inventaire, d'analyse... ont été souvent établis bien au delà de l'espérance de vie d'un ouvrage, d'un article moderne. Il était fort logique que certains d'entre eux aient soufferts des affres de l'oubli, de l'altération corticale. Toute équivoque devait être levée, cette première partie a donc été une mise au point validée par le terrain et mon expérience de formateur. Elle aura surtout permis de rassembler et de rappeler des bribes de notre épistémé supportant la suite de ce mémoire.

II – Des cas d’application et de validation

Cette deuxième partie du mémoire est un choix de travaux – publiés ou non, spécificité de mon activité professionnelle en passerelle entre l’industrie et l’enseignement – pour illustrer et valider les choix et la démarche détaillés auparavant.

Toutes les études menées depuis 1989, à la date de mon recrutement par Géostock à ce jour, portent sur des études de réservoirs :

- Stockage d’hydrocarbures en cavité saline lessivée ou par cryogénie des argiles,
- Stockage souterrain de gaz en réservoir aquifère,
- Analogues terrain de corps réservoir silico-clastiques ou carbonatés,

Que cela soit à l’échelle du contenu et de la pétrophysique (diagénèse) des :

- sables turbiditiques, massifs ou non
- carbonates bioclastiques tidaux
- systèmes fluviaux
- systèmes littoraux sableux ou mixtes

A celle du corps sédimentaire :

- Dykes et sills gréseux sédimentaires et autres faciès de mélange sable-argile,
- Chenaux turbiditiques (c’est plus facile et plus court que « Remplissage par des dépôts turbiditiques de chenaux sous marins »),
- Lobes turbiditiques (cette appellation est juste),
- Les slumps gréseux à argilo-gréseux,
- Les IHS, *Inclined Heterolithic Stratification*,
- Les complexes de plages bioclastiques,
- Les corps tidaux (barres et bancs),
- Les chenaux ou les nappes fluviales,

A celle du champ ou du stockage :

- Actualisation des modèles géologique et pétrophysique de stockages de gaz
- Caractérisation du réservoir supra-houiller et des « Torrents » dans le BNPC,
- Champ dans la Formation de McMurray (études post doctorale de J. Bailleul et pré doctorale de G. Musial),
- Toutes les études de cas entreprises le long de la MANE (Thèse C. Rigollet),
- Champs de la partie septentrionale du cône sous-marin du Zaïre (Thèse J.-N. Ferry),
- Les sables massifs turbiditiques du BSEF (P. Imbert, O. Parize, J.-L. Rubino),
- Les remplissages de vallées incisées (thèse D. Besson, post-doc C. Labaune),
- Les systèmes karstiques (thèse L. Mocochain).

A celle du bassin :

- Les bassins miocènes sur décrochement de Sardaigne,

- Les réservoirs permo-triasiques du sud du bassin parisien,
- Les réservoirs tertiaires du bassin aquitain,
- Les grands accidents de la bordure cévenole du BSEF (bibliographie orientée)
- Les grands accidents du Nord-Est du bassin parisien (bibliographie orientée)
- Les systèmes turbiditiques du bassin du Bas Congo (Thèse J.-N. Ferry),
- Le fonctionnement sédimentaire de la MANE (Thèse C. Rigollet),
- Le BMRP (O. Parize, J.-L. Rubino; thèse D. Besson),
- La transition entre le BMRP et la marge du golfe du Lion (DEA Y. Dexcoté),
- Le BSEF au Crétacé « moyen » (G. Friès, O. Parize, J.-L. Rubino),

Afin de fournir :

- à l'explorateur, des guides de prospection, de reconnaissance,
- à l'hydrogéologue des guides pour des réservoirs en eau,
- au géophysicien de traitement, une assurance de conformité géologique des images,
- au géophysicien interpréteur, des images de référence et des guides de pointé,
- à l'ingénieur gisement, des caractéristiques géométriques, architecturales, pétrophysiques,
- au géostatisticien, des contraintes « naturelles » et des images d'entraînement,
- au mécanicien, un modèle géométrique pour son maillage et des paramètres de la paléorhéologie pour les simulations de comportement mécanique ou hydromécanique,
- au géomodélisateur, les éléments pour faire le géomodèle et s'assurer de sa pertinence.

Dans le cadre d'allers-retours pour s'assurer, les uns et les autres de notre complète compréhension. La communication et ses modes sont essentiels : les stages de formation en donnant des références communes à tous leurs participants constituent un outil irremplaçable. La réussite d'un projet intégré, multidisciplinaire, est acquise lorsque chaque intervenant, chaque spécialiste anticipe la question de l'autre. Ce refus conduit à l'échec : il faut constater que nos jeunes doctorants sont de moins en moins préparés à cette façon de faire.

Si, vers les années 93-95, pour répondre à l'amicale pression de P. Imbert, j'ai pointé quelques horizons sur des blocs sismiques 3D, j'ai rapidement fait le choix d'une orientation terrain avec de très fréquents allers-retours vers la sismique 3D analysée par les collègues compétents (B. Geiss, A. Roudil...), permettant de contrôler/valider les hypothèses et les résultats de l'une ou l'autre approche, de l'un comme de l'autre, pour des sujets aussi variés que :

- Les injectites,
- Les complexes tidaux et les IHS,
- Les chenaux turbiditiques et leurs hétérogénéités,
- Les comblements de paléotopographies (lobes confinés...).

Encouragé par Gérard, Jean-Loup, Patrice, entre autres, cette approche méthodologique a toujours été mon leitmotiv notamment à l'Ecole des Mines. Avec le recul, je suis fier d'y avoir contribué, sans aucun doute avec d'autres, à l'évolution du standard de l'enseignement. Lors de la refonte des enseignements à l'Ecole, animée par N. Cheimanoff, ce métissage – des outils pour répondre à une question tel qu'il est pratiqué dans l'industrie – s'est inscrit au cœur de la pédagogie des MIG 1A. Avec Jean-Loup, nous en avons fait l'un

des intérêts de notre enseignement de géologie de bassin lors du « stage Valréas 3A ». Le souvenir de Launay (1913) est toujours aussi présent.

II. 1 – La physiographie influe t-elle sur la sédimentation ?

Non, aux yeux et oreilles de la plupart de nos collègues universitaires

Le ton est volontairement provocateur. C'est parfois nécessaire pour faire bouger les conformismes – où qu'ils soient – et notre ami P. Crumeyrolle n'a pas ménagé sa peine. Depuis le premier exemple rappelé ci-après, les choses ont bougé, les stages pour nos collègues de l'UPA, les demandes d'actions de formation par nos jeunes collègues en témoignent.

En 1988, je soumis pour publication au bulletin de la Société géologique de France l'influence de la morphologie sur la géométrie des dépôts turbiditiques du BSEF à partir de l'exemple de Rosans et proposai le rôle de l'halocinèse sur l'origine et le contrôle de la physiographie vocontienne. Elle fut rejetée par un professeur grenoblois arguant que J.-L. Rubino (1988, 1989) faisant la démonstration du contrôle eustatique de la répartition des systèmes turbiditiques, il ne pouvait y avoir deux mécanismes aussi différents dans le même secteur. Si elle ne pouvait être comprise par les collègues académiques, cette notion de confinement morphologique fit les beaux jours de nos (avec Jean-Loup, Patrice entre autres) stages de formation pour TOTAL et autres industriels et nous la publiâmes enfin (Imbert & Parize, 1995 ; Friès & Parize, 2003).

L'admiration longtemps feinte face à « *l'excellence des résultats et l'importante contribution à notre science* » de G. Clauzon explique qu'encore tout récemment l'ampleur du ravinement messinien était réduite à celle d'un chenal fluvial (e.g. Peulvast *et al.*, 2001 ; Siame *et al.*, 2004). Georges, le Géographe, vient d'être reconnu par notre communauté avec l'attribution du prix Fontannes de la Société géologique de France (cf. l'inventaire de ses contributions que j'avais établi pour L. Jolivet dans ce but).

Malgré le renom des intervenants et la publicité faites aux événements, l'absence de public aux conférences de R. Dalrymple sur les estuaires (2005) à l'Ecole de Mines, et de H. Posamentier sur la physiographie (2006) à la Maison de la Géologie atteste que notre communauté n'était toujours pas prête à admettre l'influence de la géomorphologie sur la sédimentation (ni la prédominance de la langue de Shakespeare sur notre beau français... !).

Nous sommes sûrs que le travail de fond que nous pratiquons, concrétisera cette reconnaissance à court terme tant c'est un standard industriel. Mais faire un bilan raisonné permet de poser les « bonnes » questions.

Une question hors de propos pour les industriels

L'inventaire entrepris par Besson (2004) sur les exemples d'IVF montre qu'en Mer du Nord tous les gisements d'hydrocarbures en domaine de plate-forme y sont associés à l'existence de vallées littorales.

En contexte profond, largement médiatisé depuis l'aventure du *deep offshore*, le contrôle topographique de la sédimentation turbiditique est une règle générale, aboutissant à

l'identification de pièges stratigraphiques (le rêve juste avant mais aussi parfois le cauchemar des explorateurs pétroliers, juste après la traversée des réservoirs par le puits d'exploration !).

Le souvenir pesant d'Elie de Beaumont ?

Comment expliquer un tel décalage ? par le souvenir d'Elie de Beaumont ? pas uniquement (cf. Raguin, 1942), mais plutôt parce que leur modèle stratigraphique est le « Bassin de Paris » :

« On entend ici par le terme de Bassin de Paris la grande unité géologique dont Paris est vraiment le centre, Paris « vers lequel tout converge, centre de population et de civilisation ». Autour du massif tertiaire parisien, affleurent en auréoles concentriques remarquablement nettes les terrains secondaires, de sorte qu'en s'éloignant vers la périphérie on recoupe successivement des auréoles crétacées, puis des auréoles jurassiques, avant d'atteindre le Trias moins régulièrement développé. Tout ce bassin, qui présente en effet l'aspect d'une immense cuvette, appuie ses bords sur des massifs anciens, d'âge primaire » (De Lapparent, 1942, p. 9 ; le souvenir de Lemoine (1911) est déjà lointain).

Dans un tel contexte, la stratigraphie se résume toujours et encore à *continuité*, *superposition* et *horizontalité* (cf. *supra* ; revoir **Fig. 2**). Par déférence, Demarcq ne pouvait que reproduire ce que ces maîtres lui avaient appris en allant dans le BMRP (e.g. Demarcq, 1955). La première qualité de Jean-Loup est peut être d'avoir grandi au droit du canyon messinien. La mienne à l'ombre du dolmen de Saint-Nazaire, celle de Gérard ou Patrice d'être polytechniciens. La seconde est d'avoir pu nous exprimer grâce à un réel espace de liberté et d'impertinence intellectuelle qui pour Gérard et moi était voulu et entretenu par B. Beaudoin, à la seule condition que cela fût dans un cadre rigoureux, cohérent et justifié.

Comme introduction à mon projet de recherche à développer dans la troisième partie de ce mémoire, j'ai sélectionné des illustrations de l'influence du confinement physiographique sur l'architecture et la distribution des corps sédimentaires :

- En environnement turbiditique : les canyons ou les vallées sous-marines,
- En environnement margino-littoral : les vallées littorales.

Et même si la compréhension de la bassine et de son remplissage n'a de sens que dans un cadre temporel le plus précis possible établi en préalable de toute étude, je vais reporter à plus tard les implications stratigraphiques de la physiographie.

II. 2 – En environnement turbiditique « marin profond »

J'ai donc pu aborder les systèmes turbiditiques « marins profonds » (pour les distinguer des systèmes de plate-forme) :

- sur le terrain :
 - En environnement silicoclastique :
 - De marge passive ou assimilable : les systèmes du BSEF au Crétacé moyen (Friès & Parize, 2003 ; Parize *et al.*, sous presse), en m'extrayant des injectites (Beaudoin *et al.*, 1985 ; Parize & Beaudoin, 1986a ; Parize, 1988) mais y revenant toujours (Parize & Friès, 2003 ; Parize *et al.*, 2007a & b).
Les slumps argilo-gréseux (DEA : Bouchery, 1998 et Mechti, 2003)
Les figures de transfert de méthane (Rubert, 2005 ; Rubert *et al.* 2005).
 - De bassin flexural :
 - ✓ Le flysch numidien (Parize *et al.*, 1986 ; Parize & Beaudoin, 1986b ; Parize *et al.*, 1999),
 - ✓ les Grès d'Annot d'abord avec Jean-Loup et Patrice puis avec Y. Callec, des stagiaires TOTAL ou dans le cadre du GDR Marges avec T. Mulder *et al.*,
 - En environnement carbonaté : les systèmes jurassiques de la marge omanaise dans le cadre du GDR Marges avec F. Guillocheau, C. Robin *et al.*,
- En imagerie du fond de mer :
 - la pente sous-marine au large du Brunei (DEA Mechti),
 - la MANE (Thèse Rigollet : Rigollet *et al.*, 2001),
 - le Var (Mission SAME, Parize *et al.*, 1989 ; Mulder *et al.*, 1997 ; ...),
 - La zone Titanic (exploitation de données IFREMER),
 - la partie septentrionale du cône sous-marin du Zaïre (Thèse Ferry).
- En subsurface :
 - le bassin du Brunei (DEA Mechti),
 - le bassin du bas Congo (Thèse Ferry ; Ferry *et al.*, 2004a & b, 2005),
 - la marge atlantique du Nord-Est, MANE (Thèse Rigollet),
 - la Mer du Nord (Imbert *et al.*, 1995).

Des inventaires

Avant d'envisager de présenter des résultats, il faut inventorier. Ce qui se résume le plus souvent à « YAKA ».

Comme dit précédemment, il faut combiner cartographie et coupe stratigraphique (log, coupe...), que cela soit sur le terrain ou en subsurface. Le log va étalonner la cartographie. Ensuite, les objets sismiques ou les corps sédimentaires sont regroupés en éléments architecturaux.

Comme exemples :

- 1D : Les logs des systèmes turbiditiques de la série apto-albienne du BSEF (**Fig. 93** ; Friès & Parize, 2003).
- 2D en plan à toutes les échelles : La carte des enveloppes chenalisantes du Miocène supérieur du bassin du Bas Congo (**Fig. 94** ; Ferry, 2004 ; Ferry *et al.*, 2004, 2005) ou de la berge d'un remplissage de chenal turbiditique, Aptien supérieur, serre d'Autruy, Saint-André-de-Rosans (**Fig. 95**).
- 2D en coupe à toutes les échelles : Coupe transversale à la bordure d'un chenal entre son remplissage et les injectites dans la berge, Aptien supérieur, serre d'Autruy, Saint-André-de-Rosans (**Fig. 96**).

« Do it yourself »

Les objets/corps reconnus, caractérisés selon leur géométrie, leur signification génétique sont classés, regroupés en AE caractérisant le système inventorié comme ce trousseau (*sensu kit*) de MANE proposé par Rigollet *et al.* (2001 : **Fig. 97**).

La caractérisation de physiographies : canyons et vallées sous marins

Deux analogues actuels ont été analysés en détail : le canyon du Var (Parize *et al.*, 1989) et le canyon du Zaïre (Ferry *et al.*, 2004).

La tête du canyon du Var

Situé dans l'exact prolongement du cours aérien du Var, le canyon sous-marin du Var est encaissé dans des dépôts plio-quadernaires depuis le littoral jusqu'à la plaine abyssale. L'étroitesse du plateau continental et la pente générale très forte font que la tête du canyon se trouve pratiquement sur la côte. Étroite (300 à 500 m) et très encaissée (100 à 200 m entre la base et le sommet des flancs), elle présente une section en U (à fond plat). La pente moyenne longitudinale du canyon est régulière et forte (12 à 15 %). Entaillant profondément l'épaisse accumulation détritique terrigène plio-quadernaire, le canyon offre un aspect méandrique, à méandres inscrits, jusqu'à 900 mètres de profondeur d'eau avec des flancs concaves, raides et peu structurés et des flancs convexes moins pentus mais disséqués en éperons et thalwegs secondaires.

En novembre 1986, un levé SAR (Système Acoustique Remorqué, IFREMER) a été réalisé sur l'ensemble de la Baie des Anges lors de la mission SAME (merci à G. Ollier pour son invitation). La haute résolution des données obtenues (inférieure au mètre) à l'aide du SAR a permis de décrire sur le fond, des figures jamais observées alors par de telles profondeurs d'eau, de -200 à -2500 m lors de cette mission (**Fig. 98**).

En particulier, le fond de la tête du canyon du Var n'apparaît pas homogène : un lacs de multiples lignes sombres, sinueuses et continues s'y dessine (**Fig. 99**). Ces lignes délimitent des bancs losangiques plus ou moins clairs et définissent une sorte de réseau en tresse. Le grand axe de ces plages est parallèle à l'axe de la vallée. Leur taille est hectométrique (100 à 250 m de long ; 50 à 100 m de large). Ces bancs sont l'image de légers reliefs sur le fond (de l'ordre d'un mètre) : ils correspondent à des bancs longitudinaux, à matériel détritique très grossier, conglomératique, constitués par la migration de dunes transverses, ceints de nombreux bras chenalisants comme l'observation *in situ* l'a montré lors de la mission CASANICE (Rubino, communication orale) ; leur développement semble

cependant lié aux sinuosités de la vallée. Le fond de la tête du canyon correspond à un lit majeur d'écoulement. L'organisation faciologique du lit du Var actuel et celle de son prolongement sous-marin du Var sont très voisines : elles relèvent des processus tractifs similaires.

Plusieurs indices attestent que cette structure n'était pas une structure aérienne fossile remise à l'affleurement par l'activité du canyon mais provoquée par charriage de sédiment sur le fond. Cette découverte était inattendue à une telle profondeur d'eau (jusqu'à - 800 m). Si Heim & Walker (1982, 1984) avaient précédemment envisagé l'existence de telles structures dans les dépôts de cônes sous-marins profond fossiles, en 1986, **c'était la première fois qu'un réseau en tresse était observé et décrit sur le fond d'un canyon sous-marin actif**. Longtemps ces structures avaient été limitées aux fonds des lacs alpins à la suite des travaux de Forel (1885) sur le lac Léman où il avait décrit des ravinements importants dans le prolongement de l'embouchure du Rhône.

Ces figures sédimentaires sont généralement reconnues comme caractéristiques de rivières à régime torrentiel présentant une activité spasmodique avec une dynamique de flot élevée et une forte granulométrie de la charge sédimentaire. Dans le cas présent, leur origine serait liée à l'existence de courants de fond épisodiques et de haute énergie (Parize *et al.*, 1989) : des courants hyperpycnaux, prolongements sous-marins des crues du Var (*cf.* Ottmann, 1965, p. 228). T. Mulder (*e.g.* Mulder *et al.*, 1997) vous les expliquera mieux que moi (merci à toi, Thierry) ; et depuis, nous en avons reconnus dans le BSEF, les grès d'Annot... Il reste toutefois à prouver que ce système de chenaux en tresse et les dépôts conglomératiques associés sont subactuels et ne sont pas des reliques de la période fini glaciaire ou le témoignage des débâcles tardi glaciaires ayant affectées le Mercantour :

- Les débits fluviaux du Var devaient alors dépasser de beaucoup ceux de la crue millénaire et ses 5000 m³/s comme en 2002 qui n'ont pu générer qu'une turbidité sableuse d'épaisseur centimétrique.
- La plupart des dunes de conglomérats sont recouvertes d'un voile d'hémipélagites d'épaisseur décimétrique mais quelques fossiles récents sont imbriqués aux galets.

Ce type de géométrie du fond a récemment été retrouvé dans des systèmes actuels par imagerie fond de mer. Et sans aucun doute il serait aussi à rechercher dans tous les systèmes turbidiques conglomératiques décrits dans l'ancien pour lesquels la texture des conglomérats et notamment les imbrications témoignent du caractère tractif des courants associés à ces dépôts grossiers.

La physiographie contrastée des flancs internes et externes, respectivement peu pentés et très pentés, sculptés de thalwegs en arborescence et quasiment lisses, devait être un autre enregistrement de ces courants hyperpycnaux : les flancs convexes lisses seraient façonnées par **effet bobsleigh**, les courants de densité remontant sur ces flancs, à la manière de certaines laves torrentielles déferlant du sommet du Huascarán (Cordillère Blanche, Andes péruviennes) pour aller recouvrir, telle une chape, Yungay le 31 mai 1970 (merci à G. Grandin) .

Le canyon du Zaïre

L'analyse géomorphologique du canyon sous-marin du fleuve Zaïre a été abordée et développée par Ferry (2003, p. 395 et 446) et résumée par Ferry *et al.* (2004).

Le canyon du Congo, trait morphologique majeur de la marge ouest africaine, avait fait l'objet de plusieurs recherches depuis Buchanan en 1887 aux campagnes du projet Zaïango en 2000 (Savoye *et al.*, 2000 ; Babonneau *et al.*, 2002). Les conclusions de ces travaux contribuent en grande partie à alimenter les débats concernant la formation de telles structures. Cependant, elles laissent subsister de nombreuses incertitudes, tant sur l'âge du canyon que sur la compréhension de sa nature et de ses origines ou sur l'explication des processus intervenant dans sa formation :

- **la datation de la formation du système sédimentaire** imputable à l'exoréisme du fleuve Congo est très variable selon les auteurs : elle peut débiter à l'Éocène (Emery *et al.*, 1975 ; Uchupi, 1992), au Pléistocène (Giresse, 1982), à l'Oligocène (Reyre, 1984 ; Savoye *et al.*, 2000) ou au Miocène supérieur (Uenzelmann-Neben, 1998) ;
- **la nature du canyon**, remarquablement discutée par Shepard (1981), a fait l'objet de deux modèles radicalement opposés: l'un préconisant une excavation par érosion marine puis glissement sur les flancs de blocs glissés (Shepard & Emery, 1973), l'autre, un effondrement *in situ* de type «graben» avec formation de gradins de failles suivant le modèle des *Submarine Fault Valleys* (Shepard, 1981 ; Rigaut, 1997 ; Cramez & Jackson, 2000 ; Mougamba, 2001) ;
- **l'origine du canyon** est attribuée soit à l'eustatisme, avec une phase de bas niveau marin relatif pléistocène et une érosion subaérienne de la partie proximale du canyon (Cahen, 1954 ; Heezen *et al.*, 1964 ; Shepard, 1981 ; Savoye *et al.*, 2000 ; Babonneau *et al.*, 2002), soit à la tectonique, le mouvement d'une structure profonde de socle entraînant la formation d'un vaste graben dans la couverture sédimentaire (Rigaut, 1997 ; Cramez & Jackson, 2000).

Le mécanisme responsable de la formation et de l'évolution du canyon puis des vallées est l'activité sédimentaire polyphasée «érosion-remplissage» des écoulements de densité (Fig. 100). Après une phase initiale d'intense érosion responsable de la formation de la surface érosive initiale, s'enchaînent plusieurs épisodes sédimentaires conduisant à la formation et à l'abandon de plusieurs vallées au débouché d'un canyon unique en bordure de plate-forme et pérenne sur la même période de temps.

Deux crises épirogéniques du continent africain ont atteint leurs paroxysmes au début du Miocène supérieur et au début du Pliocène, juste avant la mise en place des deux mégaséquences turbiditiques du bassin du bas Congo (Ferry, 2003). Le mouvement vertical de l'Afrique par rapport aux autres continents est estimé, pour le Néogène terminal, entre 900 et 2000 mètres suivant les endroits (Walgenwitz *et al.*, 1990 ; Lunde *et al.*, 1991 ; Caillé, 1992) ce qui permet d'envisager une importante quantité de produits issus du rajeunissement du continent, ainsi qu'une réorganisation du système hydrographique continental (Cahen, 1954 ; Giresse, 1982). Elles ont bouleversé la dynamique sédimentaire en domaine profond. Leur prise en compte permet de mieux replacer l'évolution du niveau marin relatif dans un contexte général. Nous pensons que les bases de séquences turbiditiques du Miocène supérieur et du Pliocène résultent de ces deux épisodes tectoniques. Elles prolongent en domaine marin profond les surfaces d'aplanissement continentales de fin de cycles géologiques (Cahen, 1954 ; King, 1962 ; Lepersonne, 1977). De cette manière, le hiatus sédimentaire en domaine continental, fruit de la pénéplanation, aurait pour équivalent une mégaséquence turbiditique en domaine marin.

L'eustatisme, et particulièrement les épisodes glaciaires du Pléistocène, ne peut plus être invoqué pour expliquer seul l'origine du canyon (Shepard, 1981 ; Uchupi, 1992 ; Savoye *et al.*, 2000 ; Babonneau *et al.*, 2002). Les conséquences immédiates de ces soulèvements telles que l'approfondissement de la partie externe du bassin, la migration vers le bassin de la ligne de côte, le soulèvement, le rétrécissement puis l'érosion de la plateforme, seraient alors à l'origine d'un enregistrement préférentiel, sous forme de prismes de bas niveau, des cortèges sédimentaires engendrés par les variations eustatiques, conformément à la théorie développée par Posamentier & Allen (1999).

Complétant ces résultats, les données les plus récentes acquises par ChevronTexaco (Combellas *et al.*, 2007) tendent à montrer que l'érosion de la tête de canyon et les courants de turbidités associés actuellement ont des origines multiples : les loupes de glissement, *slumps scars*, qui façonnent les flancs latéraux du canyon seraient induites par des surcharges sédimentaires liées :

- au sud à la dérive littorale,
- au nord au courant de retour profond,
- et enfin, dans une moindre mesure, à une accumulation d'origine fluvial.

Ces résultats n'ont pu être obtenus que parce que l'analyse fond de mer et des sédiments superficiels n'a pas été découplée de l'analyse du reste du complexe sédimentaire.

La caractérisation des corps sédimentaires

Caractériser les chenaux en fonction de leur remplissage

Il est habituel de regrouper les remplissages de chenaux ou de complexes de chenaux turbiditiques en trois grand types selon leur architecture : érosif, constructif et dépositionnel. L'architecture du remplissage est d'abord **fonction de l'importance de la déformation** dans le secteur de dépôt :

- Pour une déformation faible au regard de l'apport sédimentaire (Ferry, 2003 ; **Fig. 101** ; F. Temple, communication orale), vont s'observer d'amont en aval, donc à taux décroissant de *bypass* (transit sédimentaire) des :
 - corps érosifs confinés dans un encaissant,
 - corps constructifs, confinés par les levées,
 - corps dépositionnels.
- Pour une forte déformation au regard de l'apport sédimentaire, d'amont vers l'aval des
 - corps érosifs,
 - corps mi-érosifs mi-dépositionnels,
 - corps dépositionnels.

L'organisation du remplissage des chenaux turbiditiques et des hétérogénéités y afférentes a été continûment une préoccupation, car entretenue par de nouvelles images sismiques, de plus en plus précises, et des fragments d'objets vus en carottes.

Le remplissage turbiditique des chenaux ravinants s'organisent soit en :

- un épandage basal épais de plusieurs dizaines de mètres suivi de quelques événements d'épaisseur plurimétrique à métrique, plus ou moins ravinants entre eux. Ce comblement avec exhaussement dessine des onlaps sur les bordures.
- une suite de plusieurs gros-petits ravinant les précédents et migrant latéralement : cela définit les LOSC, *Lateral Offset Stack Channels* ou déboîtement de chenaux érosifs. Le complexe chenalisant de l'Aptien supérieur à Saint-André-de-Rosans en fournit un très bel exemple (Fig. 102) : cet « étalement » du complexe chenalisant se produit à la faveur d'un élargissement de la vallée sous-marine. Cette analyse fournit une explication géométrique probante aux systèmes très sinueux sans accrétion latérale reconnus en subsurface (e.g. Parize & Rubino, 1999 ; Labourdette *et al.*, 2004 : Fig. 103). Les chenaux turbiditiques « méandriques » ne sont aucunement comparables à des systèmes méandriques fluviaux : *Turby is not Flumy*. Les ravinements qui peuvent être très profonds et qui mettent sable contre sable permettent une excellente connexion entre corps sédimentaires successifs.

Dans le cas de remplissage de paléocreux, le corps inférieur n'est pas visiblement ravinant. Même et surtout en position proximale, ce remplissage consiste en un empilement de corps mi-chenaux mi-lobes. La rapidité du comblement de la topographie peut être telle que l'amalgame se fait par liquéfaction et développement de volcans de sables homogénéisant plusieurs corps. La barre albienne des Sibours (Fig. 46), à Bourdeaux (BSEF) est une bonne illustration de ce type de dépôts turbiditiques.

Caractériser les hétérogénéités de leur remplissage

Le cas idéal est un remplissage sableux homogène, autrement dit massif (Fig. 46 ; cf. Imbert *et al.*, 1995 ; Imbert & Parize, 1996 ; Parize *et al.*, 1998 ; Friès & Parize, 2003). C'est parfois le cas. Tout démontre que ce n'est pas le cas le plus répandu. Les hétérogénéités qui altèrent les qualités réservoir sont de deux types :

Tout d'abord **les hétérogénéités externes** (Fig. 104), *i.e.* externes à l'enveloppe normale du chenal. Le corps sédimentaire présente dans ce cas un faciès *in situ* – le remplissage ou dépôt sur un paléofond de mer – et un faciès injecté dans les berges. Il y a intrication des sills dans la couche encaissante (cf. Bugnicourt *et al.*, 1966, p. 28 ; Guillocheau, 1983).

Des sills et des dykes gréseux syndépositionnels sont tout d'abord caractérisés. Ils sont alimentés *per descensum* (ou latéralement) depuis des sables massifs de haute densité remplissant des chenaux profondément érosifs (Fig. 105 ; Parize & Beaudoin, 1988 ; Parize & Friès, 2003 ; Parize *et al.* 2007a et b). Les dykes et les sills s'agencent en réseaux fonction de la rhéologie de la roche encaissante. Il s'agit des réseaux dits :

- Bevens ou « Barbe et Moustache »,
- Rosans ou « Moustache ». Dans ce cas le slump a bien évidemment eu un rôle mécanique dans l'organisation du réseau dominé par les sills.

En grand, ces réseaux s'affinent en nombre et en épaisseur de sills vers l'extérieur et en même temps se rapprochent du paléofond de mer sans pour autant l'atteindre. Le site de Saint-André-de-Rosans avait été choisi par le Consortium Rosans afin d'y opérer une

campagne de sismique très haute résolution pour imager le réseau d'injectites (Parize *et al.*, 2007b) : nous avons pu proposer une image 3D sous gOcad.

Pour les sables massifs (*i.e.* homolithiques) turbiditiques remplissant des chenaux érosifs, **les injectites synsédimentaires apparaissent comme l'équivalent hydrodynamique des lobes des systèmes hétérolithiques non confinés.**

Des injectites postdépositionnelles sont ensuite décrites. Elles sont toujours liées à des sables massifs mais remplissant des creux topographiques. Dans le cas des Monestiers, près de Nyons, il s'agit sans aucun doute d'une dépression entretenue par halocinèse.

- Nyons ou « Implants ». Le slump sus-jacent provoque avec certitude la fracturation hydraulique. Le moment reste ouvert : contemporain de la mise en place du slump comme corollaire de la surcharge ou bien après le slump constituant une couverture empêchant la compaction des terrains sous-jacents, sable et encaissant.

Ces injectites, comme hétérogénéités externes, doivent être considérées comme des éléments architecturaux (AE) des systèmes turbiditiques auxquels elles sont associées.

Ces injectites sont elles-même le siège d'hétérogénéités : des intraclastes argileux (**Fig. 106**) arrachés à la formation encaissante au niveau des marches d'escalier, passage d'un sill à un dyke puis à un sill pour changer de position stratigraphique. Ces hétérogénéités d'ordre II sont plus importantes en nombre lorsque les injectites se rapprochent du paléofond de mer. Elles sont directement liées à la rhéologie de la roche encaissante au moment de l'injection.

Les hétérogénéités internes (Fig. 104) sont dans l'enveloppe normale du chenal. Elles consistent en des mélanges de sable et d'argile d'origine variée.

- Les *septa* sont décrites dans le Numidien de Tunisie, à Tabarka. Elles apparaissent assez clairement liées à l'interférence entre deux écoulements gravitaires de lithologie différente (**Fig. 107**).
- Les pseudobrèches observées notamment le long de la route de Braux à Annot se rapprochent des *septa*. Elles pourraient être induites par des arrivées successives de turbidites s'empilant sur des vases glissant depuis les flancs de la morphologie contrôlant l'écoulement et le dépôt de turbidites. C'est la transposition du modèle Chardavon (Parize & Friès, 1999) à Annot et à tout système confiné.
- Les galets mous. Les galets mous semblent être un des faciès caractéristiques du ressaut hydraulique (**Fig. 107**) : par leur densité, ils constituent des pseudodébrites. En environnement carbonaté, ces galets mous vont devenir les noyaux de sphéroïdes diagénétiques à croissance centrifuge par attirance centripète des carbonates en solution dans la masse sableuse vers le noyau ou sa coque (Parize *et al.*, sous presse).
- Les écroulements de berges facilités par la présence de filons neptuniens (*cf.* Parize, 1988).

A l'affleurement, la distinction est plus ou moins aisée, et essentiellement une fonction des conditions et des dimensions de l'affleurement. En subsurface, il est nécessaire

de combiner carottes et données sismiques. Les faciès de mélange observables en carotte pourraient être interprétés comme des :

- *septa* ou pseudobrèches si en sismique, les cicatrices des arrachements étaient visibles. Ces cicatrices sont convergentes vers le thalweg (**Fig. 107**).
- pseudodébrites ou des galets mous, si les surcreusements associés au ressaut hydraulique étaient visibles ; l'axe de ces derniers étant à 90° de celui des précédentes (**Fig. 107**).
- **Si pour certaines brèches, il ne s'agit pas d'un effet de poinçonnement et de cisaillement lors du carottage !** comme j'ai pu l'observer sur les carottes des sables et des boues quaternaires de sondage de Leucate (recherche post doctorale de C. Labaune).

En dessous de son pouvoir de résolution, et en attendant des améliorations dans le futur, l'analyse sismique passe donc par des guides géométriques d'échelle adaptés établis à l'aide d'analogues de terrain.

Le profil d'équilibre des systèmes turbiditiques

« *Understanding the morphological evolution and associated depositional histories of submarine channels is crucial for predicting and interpreting the resultant sedimentary architectures* » (Peakall et al., 2000).

Cette thématique de recherche a été abordée et développée par Ferry (2003, p. 322 et suivantes) et résumée par Ferry et al. (2004).

Les relations entre la physiographie de la pente et la sédimentation avaient fait l'objet de nombreuses études depuis l'échelle du bassin (Ménard, 1955 ; Normark, 1985) jusqu'à celle du faciès sédimentaire (Haner, 1971 ; Kneller & McCaffrey, 1999). La répartition des processus sédimentaires dans des systèmes gravitaires profonds du Pléistocène terminal (Beaubouef & Friedmann, 2000) a conduit à l'introduction argumentée du concept de profil d'équilibre sédimentaire pour les écoulements gravitaires en environnement marin (Pirmez et al., 2000). Les résultats de notre travail sur l'un des systèmes turbiditiques fossile du Miocène viennent confirmer et préciser, à l'échelle d'un bassin sédimentaire, l'importance des variations locales de la pente sur le comportement des écoulements gravitaires et sur la localisation de leurs dépôts.

De la partie proximale à la partie distale du système turbiditique, les variations de paramètres, tels que la sinuosité, la largeur et la profondeur de l'incision basale, l'apparition des dépôts de lobes et de levées, la localisation des zones d'aggradation verticale et d'avulsion des chenaux, se corrèlent avec les variations longitudinales de la pente (**Fig. 108**). Ainsi, sur un profil de pente classique en forme de sigmoïde, la partie convexe est affectée par des processus d'érosion et la partie concave par des processus de sédimentation. La relation directe entre les processus sédimentaires et le gradient de pente sur laquelle ils se déroulent permet de mettre en évidence l'existence d'un ajustement dynamique des écoulements turbiditiques profonds pour tendre à un profil d'équilibre. Ce facteur contraint fortement la nature et la distribution longitudinale des éléments architecturaux tout au long du tracé des systèmes turbiditiques.

La restitution paléomorphologique d'un domaine de sédimentation

A la manière des travaux de Kuenen *et al.* (1956, 1957) ou de Stanley (1962) sur les Grès d'Annot, de Beaudoin (1972, 1977) sur le domaine vocontien, nous avons inventorié les figures en base²¹ des couches turbiditiques et nous avons proposé un schéma paléogéographique pour le bassin numidien : « **la provenance du matériel gréseux numidien est septentrionale** » (Parize *et al.*, 1986) que cela soit en Sicile, en Tunisie ou au Maroc (El Kankoufi & Beaudoin, 1986). Nous confirmons de fait le modèle de Gottis (1960, 1963). Complété des travaux de Laval (1992) pour l'Algérie, notre contribution atteste que les sources du matériel numidien étaient au nord et qu'il ne fallait pas rechercher une alimentation méridionale, qui plus est, aurait débouché en mer pélagienne (marge passive) semble-t-il déconnectée du bassin d'avant-fosse numidien. La fragmentation de la nappe numidienne n'autorise cependant pas une reconstitution plus précise.

Le domaine vocontien (BSEF) est un support de bien meilleure qualité et continuité d'affleurements. Les Grès Verts de la série des Marnes Bleues apto-albiennes du domaine vocontien (BSEF) ont été décrit dès la fin du 19^{ème} siècle, comme les Grès d'Eygalières (Leenhardt, 1885), ceux de Saint-André-de-Rosans (Paquier, 1900) ou d'Arnayon où ils « *ne constituent nullement un horizon bien défini, mais des lentilles discontinues* » (Goguel, 1953 : p. 42, fig. 9).

L'inventaire des données sédimentologiques et stratigraphiques a été analysé et transcrit sous formes de cartes pour chaque système de dépôt (Friès, 1987 ; Friès & Parize, 2003). La superposition ou le parallélisme entre les dépôts centre vocontiens et les synclinaux actuels des Baronnies et du Diois (**Fig. 109** ; *e.g.* Parize, 1989) nous ont aidé à prendre en compte le contrôle physiographique de la sédimentation sur le domaine de pente de la paléomarge vocontienne. Il était alors possible de proposer une suite de blocs 3D (**Fig. 92**) pour aboutir à la modélisation 4D (*cf.* § 1. 3. 8) et résumer le fonctionnement aptien de l'éventail de Céüse (Friès & Parize, 2003). Les systèmes turbiditiques n'offrent pas d'évolution chenaux vers lobes : les dépôts distaux (au-delà du ressaut hydraulique signifié par des galets mous et des dunes de type F6 *sensu* Mutti, 1992) constituent des lentilles de couches elles mêmes chenalissantes et ravinantes : **le confinement contrôle l'extension et l'architecture des dépôts distaux et explique le caractère chenalissant d'amont en val de ces systèmes** (Rubino & Parize, 1989 ; Friès & Parize, 2003).

De ce modèle bien informé, nous en avons décliné diverses versions pour répondre à des questions thématiques. C'est ainsi que nous proposons un modèle environnemental *sensu* Mutti (1979) ou Reading & Richard (1994), pour **les sables massifs (Fig. 110)** pour insister sur leurs deux facteurs de contrôle : **la source et le contrôle topographique** (Imbert & Parize, 1995 et Parize *et al.*, 2007), modèle construit en reprenant les AE *sensu* Mutti *et al.* (1991) caractérisés lors de l'inventaire.

Les approches « environnement » et « éléments » sont strictement complémentaires pour représenter la complexité des systèmes turbiditiques.

²¹ L'expérience nous a parfois montré une réelle indépendance entre les sens indiqués par ces structures et les sens fournis par les rides associées au faciès F9 (TBT principalement), nous suggérant alors l'existence de levées comme pour les Grès du Champsaur.

II. 3 – En environnement margino-littoral

J'ai également abordé les systèmes marins margino-littoraux, estuariens et deltaïques en combinant les approches et les outils :

- sur le terrain :
 - En environnement silicoclastique :
 - Les systèmes littoraux du BMRP (DEA Dexcoté ; thèse Besson 2005 ; Besson *et al.*, 2002 ; Rubino *et al.*, 2007 ; Besson *et al.*, 2005 ; Parize & Rubino, 2007)
 - Les systèmes littoraux de la formation de McMurray, FMM, au Crétacé moyen (études post doctorale J. Bailleul, 2005 et pré doctorale G. Musial 2007 ; Bailleul *et al.*, 2006, 2007)
 - Les sables de Fontainebleau (2 coupes, 3 excursions et des pique-niques avec V. Delhay-Prat *et al.*)
 - Le comblement pliocène de l'incision messinienne (secteurs de Cessenon et de Cadarache avec G. Clauzon et D. Besson ; visites en compagnie de G. Clauzon des systèmes varois, durancien et du Roussillon)
 - Le remplissage du bassin miocène sarde (1983 : Parize, 1985)
 - En environnement mixte ou carbonaté :
 - Les systèmes littoraux du BMRP au Burdigalien (Parize *et al.*, 2001 ; Besson *et al.*, 2005 ; thèse Besson, 2005)
 - Les systèmes de plate-forme littorale de l'Urgonien du BSEF (DEA Bièvre)
 - Les complexes de vallées incisées du Miocène bordelais (travail en compagnie de Th. Mulder, en collaboration avec B. Cahuzac, Y. Gilly et L. Londeix)
 - Les systèmes récifaux et bioclastiques du Miocène sarde (support terrain pour F. Galloni)
 - Le développement des karsts
 - en Ardèche, au Messinien (travail avec L. Mocochain et G. Clauzon)
 - En Provence, au Miocène inférieur et moyen
- En sismique marine très haute résolution : Les systèmes de vallées littorales du Languedoc Roussillon (étude post doctorale de C. Labaune)
- En subsurface :

- L'éventail conglomératique messinien au débouché du canyon du Var (Parize & Rubino, 1988 sur données fournies par l'IFREMER),
- Les systèmes littoraux de la FMM au Crétacé moyen (étude post doctorale J. Bailleul),
- Les systèmes littoraux du BMRP (données de puits et sismique),
- Les stockages souterrains de méthane de Gaz de France (en environnement fluvial, deltaïque, tidaux).

Des inventaires

Comme dit précédemment, il faut combiner cartographie et coupe stratigraphique (log, coupe...), que cela soit sur le terrain ou en subsurface. Le log va étalonner la cartographie, comme le puits (carotte et diagraphies) la sismique.

Comme exemples 1D (**Fig. 111**), 2D en plan (**Fig. 112**) ou en coupe (**Fig. 113**) à toutes échelles (**Fig. 114**) :

- Le Crétacé moyen d'Athabasca (Alberta, Canada),
- Le Miocène rhodanien (BMRP).

Nous recherchons des éléments architecturaux diagnostiques dans ces environnements margino-littoraux comme les systèmes estuariens de la formation de McMurray (Labourdette *et al.*, 2007 ; Labourdette *et al.*, en cours).

Saluons le renouvellement de l'intérêt outre Atlantique pour le savoir faire « estuarien » français. L'« *histoire du Rio de la Plata au Quaternaire* » (Ottmann & Urien, 1965 ; Urien & Ottmann, 1971 ; cf. § I.3.6) est en voie de devenir l'analogue de celle du système estuarien du McMurray FMM (*e.g.* Dankers, 2007), même si l'usage qui en est fait reste bien trop autocyclique à notre goût.

Les faciès et les corps sédimentaires

Les molasses du Miocène inférieur du BMRP constituent deux complexes de barres bioclastiques, toujours très claires, beiges, blanchâtres, blanches (Gignoux, 1960 ; Rubino *et al.*, 1990). Ces molasses correspondent notamment aux molasses de Provence exploitées dans les carrières des Baux-de-Provence, Saint-Paul-Trois-Châteaux, Lourmarin, Céreste, Gordes, Saint-Gens... Il s'agit de calcaires bioclastiques du type *Foramol* (*sensu* Lee & Buller, 1972, revu par Simone & Carannante, 1988), plus ou moins quartzeux. L'association bryozoaires, lamelibranches, échinodermes, algues rouges, foraminifères benthiques est caractéristique de carbonates de moyenne latitude (Lees & Buller, 1972).

La nature lithologique du substratum influe directement sur le faciès de ces molasses. Dans le cas d'une transgression sur des sables ou des grès, les dépôts miocènes sont constitués d'un mélange dominé par des sables quartzeux. Dans le cas d'une transgression sur un substratum carbonaté, les dépôts sont constitués majoritairement voire exclusivement de bioclastes (*e.g.* Gignoux, 1960). De façon synthétique, la première séquence est généralement mixte alors que la seconde est systématiquement plus bioclastique (jusqu'à 99%). Les

foraminifères benthiques sont presque exclusivement représentés par des formes hyalines comme les amphistégines ; les formes agglutinées sont rares et les porcelanées quasi-absentes.

Dans le secteur de Saumane-Vénasque (**Fig. 114**), l'analyse de ces associations faunistiques permet de préciser la nature et la qualité des eaux à leur débouché dans la mer miocène (Parize *et al.*, 1997, 2001). L'élément le plus singulier est représenté par des organismes encroûtants tels que *Koskinobullina* (**Fig. 115**), qui vit fixé sur un substrat lithifié, à moins de 30 m de profondeur dans des eaux propres, non turbides. L'association de bryozoaires, rotalidés, *Elphidium*, *Koskinobullina*, amphistégines montre la proximité de flux d'eau douce et l'absence de pollution argileuse : cette eau pouvait donc venir de paléorésurgences ou paléoexurgences karstiques et actuellement transformées en aven, comme celle de Valescure à l'amont de la paléovallée de Fontaine-de-Vaucluse.

Dans d'autres secteurs, les calcaires bioclastiques à « pralines » (boulets pluricentimétriques d'algues rouges, faciès équivalent au maërl des Glénans ou d'ailleurs) témoignent d'un fort hydrodynamisme mais également de l'absence de pollution argileuse, ce qui permet d'exclure l'éventualité d'un delta au sein de ce large estuaire drainant la bordure externe de la chaîne alpine et les monts de Vaucluse. Au Miocène inférieur, la physiographie de cette région devait être caractérisée par des rias très courtes, profondément entaillées au sein des massifs carbonatés crétacés et de leur couverture éo-oligocène. Le réseau de drainage de ces rias était sans doute inexistant, l'ensemble du massif fonctionnant comme un système karstique en cours d'ennoyage avec des apports détritiques épisodiques faibles à nuls constitués essentiellement par le remaniement du substratum et l'éboulement des falaises.

Le remplissage sédimentaire de ce réseau de vallées littorales est caractérisé par

- la prédominance de la dynamique tidale amplifiée au sein de ces rias particulièrement longues et étroites,
- un comblement mixte à exclusivement carbonaté lié à des réseaux en domaine karstique et/ou une transgression particulièrement rapide sur cette partie externe du bassin d'avant-pays piégeant ainsi la quasi-totalité du matériel détritique au sein de deltas localisés au front de la chaîne (Digne, Lans-en-Vercors...).

Il en résulte une variété et surtout une taille tout à fait exceptionnelle des corps sédimentaires édifiés par les courants tidaux.

Nous observons ainsi :

- des tidalites dans les milieux les plus abrités et/ou à forts flux et taux de sédimentation (Besson, 2005),
- des corps tidaux transverses ou barres :
 - des dunes simples, moyennes à grandes (Lesueur *et al.*, 1990 ; Rubino *et al.*, 1990 ; Parize *et al.*, 1997, 2001),
 - des dunes composites (**Fig. 116**) édifiées par la superposition de dunes d'ordre inférieur d'épaisseur décimétrique et d'extension métrique sur de grandes surfaces légèrement inclinées (Parize *et al.*, 1997, 2001),
 - des très grandes dunes (**Fig. 117**) dont la hauteur atteint 15 à 20 m pour une longueur d'onde de 250 à 300 m (Parize *et al.*, 1997, 2001),
- des bancs tidaux longitudinaux d'épaisseur décimétrique (Lesueur *et al.*, 1990 ; Rubino *et al.*, 1990 ; Parize *et al.*, 1997, 2001),
- des remplissages de chenaux méandriformes (**Fig. 118**) de profondeur décimétrique (Dalrymple *et al.*, 2004).

Les vallées littorales miocènes

Comment diagnostiquer une vallée littorale et/ou comment convaincre que la discordance est un ravinement d'origine continentale ? G. Clauzon avait affûté un argumentaire il y a plus de trente ans. Nous avons du le reprendre (*cf.* introduction au § II.1).

- Une limite en marche d'escalier (**Fig. 119**), souvent redressée, verticale parfois entre de l'Urgonien (Crétacé inférieur) et du Miocène, qui descend vers un palier subhorizontal (*i.e.* moins de 45°) pour remonter aussi fermement (et ce n'est pas l'épaule de David qui me contredira).
- L'ensemble est tout piqué de lithophages et de niches d'oursins : ce ne sont donc pas des morphologies de talus et de haut de pente (érosion régressive par des slumps) sous importante bathymétrie. Il y a eu forte baisse du NMR.
- Ces morphologies peuvent être remplies par des marnes lagunaires finement laminées, *lagoonal facies*, leur (très) faible hydrodynamisme a préservé les perforations et ne peut donc être à l'origine du ravinement.
- Les tributaires qui témoignent d'un ravinement continental régressif seul capable de développer un réseau de drainage.
- La nature fluviale du ravinement ne peut plus faire aucun doute.

Les piedmonts miocènes

YAKA les observer (**Fig. 120**). Ces piedmonts constituent des surfaces repères dans le bassin de Valréas, de Digne-Valensole et dans celui de Cucuron.

Remarquons qu'un piedmont « Valensole 0 » (**Fig. 120**) peut être désormais défini et qu'il correspond à la barre de Facibelle (bassin de Digne-Valensole, BMRP), aggradation fluviale concomitante de la progradation d'un prisme de régression forcée au passage entre le Burdigalien et le Langhien (*e.g.* Parize *et al.*, 2003).

Il existe désormais 3 piedmonts « Valensole » *sensu* Clauzon (1974...) :

- Valensole 0 d'âge Burdigalien terminal à Langhien basal,
- Valensole I d'âge Langhien supérieur à Tortonien, très certainement composite,
- Valensole II d'âge Pliocène.

La restitution paléomorphologique d'un domaine de sédimentation

L'image paléogéographique que nous avons tous du BMRP au Burdigalien était celle de l'archipel de Basse Provence (**Fig. 121**) avec ces chapelets d'îles, ses isthmes et hauts fonds (*e.g.* Combaluzier, 1932 ; Demarcq, 1970) que la transgression soit unique et continue ou polyphasée. Cette image est l'aboutissement d'une approche stratigraphique basée sur l'empilement sédimentaire. Elle a été étendue à toute l'histoire miocène de BMRP ; son évolution était corrélée aux grandes phases tectoniques alpines.

Clauzon (1974, 1978, 1999) introduit l'eustatisme et la physiographie dans ce schéma. L'assèchement de la Méditerranée conduit au ravinement messinien et au creusement des canyons périméditerranéens.

Rubino *et al.* (1990), Rubino & Clauzon (1996), Crumeyrolle *et al.* (1991) reprennent la stratigraphie du BMRP avec les concepts de la stratigraphie séquentielle. De l'Aquitainien au Tortonien, les limites de la mer miocène périalpine vont se déplacer vers l'ouest en réponse à la progression de la déformation et à la surrection d'une cordillère qui migre tout au long du Miocène d'est vers l'ouest au fur et à mesure de l'émergence des fronts de chevauchement et de la migration du bourrelet périphérique.

La restitution physiographique du BMRP a été abordée et développée par Besson (2005) et présentée par Besson *et al.* (2005) ou lors des excursions Strati 2002 (Rubino *et al.*, 2007) et ASF 2005 (Parize & Rubino, 2007).

En reconnaissant trois réseaux de drainage (**Fig. 122**) antérieurs à l'événement messinien, nous proposons finalement l'intégration de la démarche « physiographique » de Clauzon avec celle « séquentielle » de Rubino *et al.* (1990). La paléogéographie du BMRP se résume pour l'essentiel comme une suite de ravinements fluviaux (Besson *et al.*, 2005), le BMRP étant émergé au moins jusqu'à la ligne de côte actuelle, et de transgressions marines de plus en plus importantes vers le Burdigalien moyen (Besson, 2005). Ces cartes (**Fig. 123**) mettent en exergue l'importance des changements paléogéographiques à chaque nouvelle séquence de dépôt. Il y a réorganisation totale de la physiographie du BMRP au passage Burdigalien-Langhien : ce n'est qu'au Miocène moyen que le BMRP acquiert cette organisation en sous-bassins jalonnant le cours de la Durance, du Rhône et de leurs principaux affluents.

Le réseau du Burdigalien terminal découpe les dépôts bioclastiques du Burdigalien inférieur qui sont portés en contre haut des dépôts langhiens, d'où les îles, les hauts fonds... L'image du golfe burdigalien n'est due qu'au déboîtement de ce réseau et à son emboîtement dans les terrains antérieurs.

A cette physiographie affleurante, nous avons adjoint l'existence de réseaux karstiques miocènes. Nous montrons (Parize, 1996 ; Parize *et al.*, 2001 ; Besson *et al.*, 2005...) que **l'exsurgence de Fontaine-de-Vaucluse fonctionnait dès le Burdigalien inférieur** au niveau de Valescure, que d'autres exsurgences se trouvaient aux apex de la paléovallée de Saumane Vénasque. Nous montrons également que l'origine de **la Nesque et sa vallée sèche est fini-burdigalien** : son comblement par le faciès Schlier dépassant à peine Saint-Didier.

Pour résumer, les chutes du niveau de base au passage entre l'Aquitainien et le Burdigalien et à celui entre le Burdigalien et le Langhien ont provoquées en Provence (*sensu lato*) le renouvellement drastique des paysages tant de surface que souterrains.

II. 4 – La stratigraphie des systèmes sédimentaires

Pour la plus part d'entre nous, nous avons une formation scientifique et nous avons tous l'ambition de quantifier les objets et les phénomènes que nous décrivons. Comment quantifier le temps mis à un écoulement pour raviner un chenal, une vallée alors que nous n'observons que leur remplissage ? Il est indispensable de formuler des hypothèses, d'opérer des simplifications, et surtout de rechercher un lien entre la source et le lieu ultime de dépôt.

En domaine pélagique

La série apto-albienne du domaine vocontien nous a servi de laboratoire pour proposer un schéma d'organisation stratigraphique des dépôts turbiditiques (G. Friès, P. Imbert, J.-L. Rubino et moi-même). Partant de la caractérisation stratigraphique des marqueurs lithologiques initiée par Rubino (1984), *i.e.* les couches riches en matière organique, les faisceaux alternants marno-calcaires, les dépôts turbiditiques, nous avons repris la base de données biostratigraphiques à haute résolution rassemblée par Friès (1987) pour caractériser les hiatus et ainsi les discordances. Le découpage de la série en séquences est alors possible avec l'objectif d'estimer des vitesses (creusement des canyons, leur remplissage...)

Première étape : Découper en séquences

Les échelles stratigraphiques intégrées proposées pour l'intervalle apto-albien souffrent du manque de repères géomagnétiques pour fixer dans un cadre intangible la succession stratigraphique. Le découpage en séquences et cortèges sédimentaires (**Fig. 124**) nous a tout d'abord servi à borner les dispositifs.

Nous discutons le modèle lithostratigraphique « sable – argile » pour découper les séries turbiditiques en séquences. Le tas de sable, *basin floor fan* (*sensu* Mitchum *et al.*, 1985) se posant sur la limite de séquence, n'a pas été retrouvé systématiquement dans le domaine vocontien (Parize, 1988 ; Rubino & Parize, 1989 ; Friès et Rubino, 1990 ; Imbert & Parize, 1996). Les systèmes turbiditiques s'y sont déposés sur la pente et pour autant ne peuvent être assimilés à des *slope fans* : physiographie *versus* stratigraphie. Nous proposons pour l'Aptien un modèle où les slumps jouent un rôle stratigraphique (Parize, 1993 ; Imbert & Parize, 1993 ; Friès & Parize, 2003), soit de bas en haut :

- Un slump (ou une débrite ; *sensu* MTC, *mass transport complex* de Weimer, 1990) en base de séquence,
- Des chenaux et levées,
- Des hémipélagites.

Ce modèle vocontien s'est trouvé validé par les modèles des systèmes de dépôt – toujours confinés – au débouché des grands fleuves actuels (**Fig. 125** ; *e.g.* Parize & Friès, 1999 ; Mayall & Stewart, 2000), toujours de bas en haut :

- Un ou des slumps (ou débrites ; *sensu* MTC),
- Des lobes ou des paquets sableux plus ou moins continus, chenalés d'autant plus que le système est confiné par la physiographie,
- Des chenaux et levées,
- Des (hémi)pélagites.

Cette succession semble correspondre à un motif stratigraphique récurrent, indépendant de l'ordre de la séquence considérée. Elle apparaît comme un rattrapage du profil d'équilibre.

Les cortèges sédimentaires reconnus, nous avons alors décidé de les calibrer temporellement pour les hiérarchiser, connaître leurs mécanismes... La précision des échelles stratigraphiques intégrées mettant en vis-à-vis de plus en plus de marqueurs tels que foraminifères planctoniques, benthiques, ammonites, nannofossiles... est limitée par la répartition effective de ces marqueurs. La règle de trois s'avère souvent un moyen usité pour donner de la continuité à des indicateurs ponctuels. Nous souhaitons bénéficier d'un outil chronologique le plus fiable possible pour approcher les crises biologiques, la géodynamique, les vitesses de dépôts...

Deuxième étape : Améliorer la résolution paléontologique

Pour améliorer la corrélation entre les marqueurs biostratigraphiques et la résolution de ces échelles, nous avons entrepris des campagnes d'échantillonnage et de récoltes d'ammonites. Deux intervalles ont fait l'objet d'un soin tout particulier :

- L'Aptien avec L. et S. Bulot, N. Fiet, G. et S. Friès, C. Garcia, J. et J.-L. Latil.
- Le passage entre l'Albien supérieur et l'Albien terminal (*sensu* Vraconnien), avec M. Caron, N. Fiet, G. Friès, C. Garcia, J.-L. Latil et F. Pons.

Nous préconisons un nouveau découpage de l'étage Aptien en Aptien inférieur et Aptien supérieur (Bulot *et al.*, sous presse). Des ammonites sont en attente de généalogie, comme celles du banc « garcita » aux Cosmes (Saou) (J.-L. Latil, travail en cours).

Notre travail sur la succession apto-cénomaniennne du Risou – col de Palluel, l'une des plus dilatée sur BSEF, a permis de ramener l'intervalle sans information au passage Albien supérieur – Albien terminal (*sensu* Vraconnien) de 75 mètres à moins de 2 mètres. Nous proposons (Parize *et al.*, 1998) de corréliser l'apparition des Rotalipores (foraminifères planctoniques carénés) avec l'apparition des ammonites de la zone à Dispar. Cela revient à proposer une nouvelle définition paléontologique de la base de l'Albien terminal.

Cette nouvelle définition conduit à revoir les corrélations régionales et les schémas paléogéographiques : la révision stratigraphique du puits Violès 1 et des données environnantes modifient l'extension de la couche argileuse albienne du Gard rhodanien. Selon Ferry (1997 ; avec des déterminations de B. Courtinat), cette couche était confinée vers l'ouest par des accidents scellés au cours du Crétacé et s'amincissait vers l'est en direction du domaine de pente : notre schéma aboutit à une répartition symétrique : une couche débordant les failles vers l'Ouest et très rapidement ravinée vers l'Est par une nouvelle séquence. La continuité des argiles de Marcoule et leur confinement ne sont plus assurés.

Face à un dilemme de cette importance, les membres du leg ODP 210 nous ont demandé une excursion dans les Baronnies (Fiet *et al.*, 2005).

Troisième étape : « Dominer » le temps

N. Fiet (*e.g.* Fiet, 2004) est recruté comme maître de conférence à l'Université Paris XI. Les crédits de l'université n'étant pas ce qu'ils sont à l'Ecole des Mines, tout en lui

permettant sa liberté de recherche !, Nicolas nous²² a demandé s'il pouvait opérer dans le BSEF. Il nous a tout d'abord apporté le temps relatif grâce à sa maîtrise de la cyclostratigraphie puis du temps absolu en intéressant P.-Y. Gillot et X. Quidelleur du laboratoire de géochronologie de l'université Paris XI-Orsay.

Nous avons développé en parallèle de ces études, des projets sur la mesure du temps à haute résolution (inférieure à 1 million d'années) en utilisant :

- des méthodes de chronologie absolue (K/Ar, U/Pb) combinée,
- des méthodes de chronologie relatives (cyclostratigraphie). Les séries pélagiques téthysiennes sont connues pour leurs alternances des bancs pluricentimétriques à pluridécimétriques de marne et de calcaire. Cette rythmicité résulterait de cyclicités astroclimatiques permettant de quantifier des durées.

A partir de la série albienne du bassin de Marche – Ombrie et de celle du BSEF, nous proposons (Fiet *et al.*, 1998) une calibration de la durée de l'Albien. La durée de l'Albien terminal ou Vraconnien est de l'ordre de 3,4 my, durée très différente de celle proposée dans les chartes internationales de 1,2 my (Robaszynski & Caron, 1996 ; Gradstein *et al.*, 2004).

Dans le BSEF, il n'existe pas une coupe complète de succession des marnes pélagiques et/ou hémipélagiques : elle peut être reconstituée segment par segment (*e.g.* Moullade, 1966 ; Friès, 1987 ; Bréhéret, 1997 ; Dauphin, 2002) sans remaniement et avec des lacunes minimales (Friès, 1987 ; Bréhéret, 1997 ; Friès & Parize, 2003 ; Fiet *et al.*, 2006). Nous avons repris ce composite pour proposer une calibration de la durée de l'Aptien (Fig. 126) de l'ordre de $8,2 \pm 0,3$ my, très éloignée de celle proposée par Gradstein *et al.* (2004) de l'ordre de $13,0 \pm 2,0$ my (Fiet *et al.*, soumis).

Nous proposons un nouveau calibrage des durées des étages du Crétacé inférieur et par extension de leurs limites grâce à des datations K/Ar sur minéraux authigènes localisés dans les niveaux condensés des cortèges sédimentaires (Fiet *et al.*, 2006) :

En domaine de talus ou de bassin *sensu lato*, et à condition de choisir les coupes hors des secteurs de transit et/ou d'accumulation sédimentaire – qui sont rares –, la série sédimentaire se présente sous forme d'alternances marno-calcaires rythmiques où nous avons caractérisé des cycles relevant d'un forçage astro-climatique. Les durées déduites des alternances lithologiques (cyclostratigraphie) permettent de proposer une chronologie relative et à haute résolution des événements géologiques (paléontologiques et sédimentaires) enregistrés dans ces domaines. Pour confronter ces événements régionaux avec des phénomènes de plus grande ampleur tels que les grandes crises volcaniques, biologiques, les variations eustatiques ou climatiques et comprendre leurs potentielles interactions, il est nécessaire de passer d'une chronologie relative à une chronologie absolue fiable. Pour cela, nous avons étudié les séries de plate-forme du même domaine paléogéographique que les séries de bassin. Nous nous sommes concentrés sur les cortèges transgressifs. En effet, ces cortèges développent fréquemment des séries condensées dans lesquels cristallisent de la glauconite, minéral authigène riche en potassium. L'analyse de ces minéraux par la méthode K/Ar permet d'obtenir des âges radiométriques.

²² G. Friès, J.L. Rubino et moi-même.

Le calage stratigraphique entre séries de talus et séries de plate-forme est assuré par une combinaison des données paléontologiques (ammonites notamment) et des corrélations des séquences de faciès identifiées.

Ce travail nous a conduits à proposer une échelle alternative (Fiet *et al.*, 2006)...

Actuellement, nous calibrons les âges K/Ar obtenus sur les glauconites du bassin vocontien avec des âges U/Pb sur Zircon (J.-L. Paquette, Clermont Ferrand) et K/Ar – Ar/AR sur feldspaths et biotites (N. Fiet et X. Quidelleur) provenant de tuffs volcaniques des séries d'Hokkaido (Japon), bien datées par foraminifères planctoniques (R. Takashima).

Pour conclure sur ces datations, rappelons que la méthode Ar^{39}/Ar^{40} est calibrée sur la méthode K^{40}/Ar^{39} dont l'incertitude associée aux erreurs analytiques est l'ordre de 1,5 à 2,0 %. L'incertitude sur des résultats Ar/Ar doit cumuler son incertitude analytique et celle de sa calibration : elle ne peut donc jamais être de l'ordre ou moindre à 1,5 à 2,0 % (discussion in Fiet *et al.*, 2006 et Quidelleur *et al.*, 2006) !

La limite KT est pourtant datée à $64,9 \pm 0,2$ Ma ou $65,5 \pm 0,3$ Ma ; mieux la limite entre le Cambrien et l'Ordovicien²³ serait à $488,3 \pm 1,7$ Ma.

En domaine margino-littoral

En environnements fluvio-estuariens, deltaïques ou de plate-forme marine, la reconnaissance des séquences de faciès permet de reconnaître les surfaces remarquables et les cortèges sédimentaires : la succession miocène du BMRP en est l'exemple le plus abouti (Fig. 127). Le travail en cours sur les sables bitumineux de l'Athabasca pourrait fournir un autre très bel exemple (Bailleul *et al.*, 2006 ; Labourdette *et al.*, 2007).

L'expérience acquise aurait tendance à suggérer que les cortèges transgressifs de plate-forme sont dominés par les dépôts tidaux tandis que les cortèges régressifs par les dépôts à forte influence de la houle ou de la tempête. Cette règle « du pouce » serait vérifiée dans 80% des cas : « règle des 80 – 20 % » *sensu* J.-L. Rubino.

Un modèle d'organisation stratigraphique pour le remplissage bioclastique de vallées

A la différence de leurs analogues en environnement silicoclastiques, les remplissages bioclastiques de vallées n'avaient pas de modèle stratigraphique. Nos travaux montrent tout d'abord que le comblement d'une vallée littorale peut s'étager sur plusieurs séquences avec une succession de dépôts transgressifs et régressifs et que l'amalgame des surfaces stratigraphiques est fréquent, SB, ST et MFS (Fig. 128).

Le travail entrepris depuis une dizaine d'années sur le Burdigalien de Vénasque (Parize, 1996 ; Besson, 2000 ; Besson, 2005) nous a permis de proposer un modèle d'organisation stratigraphique (Besson *et al.*, 2003 ; Besson, 2005) propre à l'environnement bioclastique *Foramol* (Fig. 128).

L'implication stratigraphique des successions ravinement – remplissage littoral

L'autre contribution majeure du travail effectué depuis 1996 dans le BMRP a été de reconnaître l'existence et l'importance des ravinements fluviaux successifs affectant les dépôts de plate-forme marine et d'en déduire le **concept d'Emboîtement – Déboîtement**.

²³ cf. www.stratigraphy.org

La première implication de la reconnaissance de l'Emboîtement – Déboîtement dans le remplissage du BMRP et de sa prise en compte est de :

- Revoir la coupe type telle quelle était admise depuis Demarcq (1959, 1970)
- Revoir les corrélations stratigraphiques d'un sous-bassin à l'autre (Parize & Besson, 2003 ; Besson *et al.*, 2005 ; Besson, 2005) ou entre l'amont et l'aval *i.e.* entre continental et marin (*cf. infra* ; Parize *et al.*, 2004 ; Besson *et al.* 2005).
- Reconnaître des affleurements aquitaniens encore ignorés (*e.g.* Dexcoté, 2001).
- S'interroger sur les corrélations possibles entre les deux séquences aquitaniennes parastratotypiques de la Nerthe et les quatre séquences stratotypiques d'Aquitaine (Parize *et al.*, sous presse).

Les Marnes de Cap Rousset de la Formation bioclastique de Carry (Aquitainien selon Anglada, 1971 ; parastratotype de coupe de Carry-le-Rouet : Andreieff *et al.*, 1972 ; *cf.* Conesa *et al.*, 2005, fig. 3, in Parize & Rubino, 2007) ont délivré à R. Wernli (2007, communication écrite) une association de foraminifères planctoniques caractéristique du Karpatien parallélisé avec le **Burdigalien supérieur.**

- Revoir le déroulé paléogéographique du BMRP, son évolution tectonique : ce n'est pas parce qu'une série sédimentaire est marine, qu'elle n'a pas enregistré une période de continentalisation : il faut tout d'abord rechercher dans son apparente continuité stratigraphique les surfaces significatives.

Cette notion d'Emboîtement – Déboîtement (**Fig. 129**) des réseaux fluviaux miocènes et de leur remplissage estuarien prend naissance le long de la RD148 (**Fig. 79**), à l'est de **Saint-Pantaléon** (sud de Gordes, Vaucluse) où **deux réseaux de vallées incisées se recoupent à angle droit.** Nous transposons au Miocène la double notion géomorphologique établie par G. Clauzon du Messinien au Quaternaire qui découle de son concept d'épigénie d'aggradation (**Fig. 83**). Elle illustre les relations entre les réseaux successifs d'un même fleuve périméditerranéen en réponse aux variations du niveau marin depuis le Messinien. Enfin pour G. Clauzon, l'événement messinien et ceux du Miocène diffèrent par la nature du forçage : purement eustatique dans le premier cas et purement tectonique dans le second (*e.g.* Clauzon, in Besson *et al.*, 2002).

Avec le travail de Besson (2005), nous étendons à tout le Miocène du BMRP ce que Georges avait restreint au Messinien. L'histoire du BMRP pourrait se résumer à l'ajustement du profil d'équilibre des rivières et des fleuves périméditerranéens en réponse aux variations du NMR : l'ampleur du ravinement peut dépasser la seule chute pouvant être estimée pour l'océan global. Nous exportons à des dépôts sédimentaires déformés, plissés ce concept de géomorphologues : dans un bassin d'avant-pays, le premier contrôle de la stratigraphie reste la réponse des systèmes sédimentaires à la physiographie sans cesse remodelée. Exception pour la première incision aquitainienne ou pré burdigalienne, il n'y a jamais eu la moindre aggradation fluviale entre les séquences de dépôts du Miocène pour permettre un déboîtement et une épigénie et pour toutes les autres, l'aggradation est restée confinée très à l'amont (*e.g.* **Fig. 120**). **Le processus à l'origine du déboîtement est purement tectonique puisqu'il est associé aux modifications physiographiques du fond du bassin, en l'occurrence la ligne de plus grande pente sur la plate-forme marine dans lesquelles s'inscriront les vallées littorales en période de bas niveau marin : il s'agit de véritables vallées « côtières » (*cf. infra*).**

Nous avons montré l'importance de cette notion d'Emboîtement – Déboîtement au cours de l'histoire miocène du bassin parisien, sans suite (Parize & Besson, 2003), et du bassin aquitain (Parize *et al.*, soumis) avec plus de réussite.

Si l'usage stratigraphique de l'Emboîtement – Déboîtement devait s'imposer comme outil stratigraphique, cela aurait deux corollaires :

- Le postulat de Superposition ne devrait pas régler seul la Stratigraphie, notamment dans les bassins d'avant-pays,
- la notion de Variation latérale « étendue » (*cf. supra*) devrait être retirée de notre mallette d'outils stratigraphiques.

Des corrélations Amont – Aval ou Marin – Continental

La prise en compte de cette notion Emboîtement – Déboîtement nous a conduits dans le BMRP à donner des âges pour des formations jusqu'alors datées par transitivité ou règle de trois.

- Nous avons ainsi proposé de corréler les gisements d'Abros (Aguilar & Clauzon, 2002), de Saint-Symphorien et Maurel (Couëffé & Maridet, 2003) et de Châteauredon 1 – Lalaï (Lalaï 1986 ; Aguilar *et al.* 1999) avec l'apparition des préorbulines (**Fig. 130** ; Parize *et al.*, 2003 ; Besson *et al.*, 2005, Besson, 2005). Nos corrélations stratigraphiques mettent fin à une longue controverse paléontologique. Elles permettent de montrer à très haute résolution le diachronisme aval – amont de la MFS (**Fig. 78**).
- Nous avons proposé de corréler un prisme sédimentaire très épais reconnu sur la marge du golfe du Lion au démantèlement et aux produits du ravinement finiburdigalien. Nous le datons du Burdigalien terminal – Langhien basal (**Fig. 131**).

L'analyse séquentielle permet des corrélations à très haute résolution, supérieure à celles pouvant être réalisées avec les seuls marqueurs paléontologiques.

Emboîtement – Déboîtement : une « vraie » contribution

Cette notion d'Emboîtement – Déboîtement est majeure. Elle rassemble physiographie, sédimentologie et stratigraphie. Elle nous a fait revoir tous nos modèles stratigraphiques. Dès lors que plusieurs systèmes de vallées littorales sont définis, les relations entre elles ou entre leurs remplissages respectifs peuvent être de ce type. Il apparaît que les changements de paysages, de la physiographie du domaine continental jouent un rôle déterminant. **L'influence de la tectonique sur la répartition spatiale des systèmes sédimentaires est donc rappelée ; celle des variations relatives du niveau de base sur la succession stratigraphique (ou temporelle) de ces systèmes de dépôt est confirmée.**

Les travaux menés sur les vallées littorales du BMRP ou sur les chenaux turbiditiques vocontiens du BSEF nous ont conduits à relativiser l'usage de principes fondateurs de la stratigraphie :

- La confinement physiographique limite l'usage du Principe de continuité et ramène la Variation latérale de faciès à son usage strict comme définit par Hébert (1860).
- Les érosions et les remaniements sont la première cause d' « *abnormal stratigraphy* » *e.g.* Fairbridge (1946, fig. 2). Les injections sableuses limitent un peu plus l'usage du Principe de superposition, tous paramètres égaux par ailleurs. Des sills gréseux du

type Rosans pourraient être décrits dans de nombreux autres systèmes turbiditiques où ils auraient été pris pour des couches

- Le Principe de l'horizontalité avait été largement discuté dès le siècle dernier (*cf. supra*). Nous avons constaté que son usage abusif permettait d'assurer une continuité latérale entre des formations et ainsi de ne pas observer les physiographies.

« *Caractère approximatif des premiers principes admis* » (De Launay, 1913, p. 217) :

« *Cette approximation s'était montrée suffisante pour que leur application générale, quoique abusive, ait permis d'en tirer un résultat suffisamment exact (...). Ils ont donc été, non seulement utiles, mais indispensables : ce qui n'empêche pas qu'après le premier progrès ayant consisté à les formuler comme dogmes, ce soit aujourd'hui, pour nous un progrès nouveau d'échapper à une foi trop sûre d'elle même et trop catégorique dans ses affirmations, pour adopter des principes moins absolus, d'ailleurs dérivés des premiers et, comme eux destinés à être discutés et rectifiés un jour* » (Ibid., p. 218 ; et lire avec attention les pages 219 à 221).

Ce à quoi je souscris entièrement.

II. 5 – La mesure stratigraphique de la déformation

En combinant les données géométriques et les durées, nous allons pouvoir calculer la vitesse de phénomènes, d'érosion, de ravinement, de surrection d'un pli... (e.g. Perrodon, 1972). Nous avons développé des outils stratigraphiques qui nous permettent d'estimer ou de quantifier ces phénomènes dans le BSEF et dans le BMRP.

L'analyse des bassins d'avant-pays se fonde classiquement sur celle de leurs dépôt-centres et de leur déplacement au cours du temps (e.g. Crumeyrolle *et al.* 1991 ; Giles & Dickison, 1995). La déformation de ces bassins se manifeste selon une double modalité : une flexuration à grande longueur d'onde liée à la surcharge des unités crustales et une déformation à courte longueur d'onde liée au fonctionnement des bassins transportés notamment à la croissance des synclinaux qui migrent au cours du temps. Cette analyse des paramètres tectoniques peut être complétée par la prise en compte des variations eustatiques de l'océan global (Posamentier & Allen, 1993) : un tel modèle peut être illustré par le remplissage miocène du BMRP où il est possible d'enregistrer dans un bassin localement à très forte subsidence les variations du niveau marin (Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Besson *et al.*, 2002).

Par une estimation qualitative

Dans le BSEF

La pérennité des paléomorphologies vocontiennes était acquise (Beaudoin & Friès, 1984). Si notre travail le confirme, nous apportons en plus la relation entre les traits orographiques et leurs structures profondes et la physiographie vocontienne. La ride de Vaucluse provoque la dichotomie des systèmes turbiditiques de l'Aptien « moyen » et de l'Aptien supérieur, elle correspond à une antiforme à cœur diapirique jusque dans les Terres Noires d'âge Jurassique (Parize, 1988 ; Rubino, 1988, 1989). Nous sommes désormais en mesure de proposer des mécanismes de contrôle et d'entretien des axes de transfert des dépôts gravitaires et de leur dépôt (**Fig. 132** ; Friès & Parize, 2003).

La tectonique gravitaire, l'halocinèse du sel triasique possiblement relayée par de l'argilocinèse des Terres Noires jurassiques, nous semble le paramètre principal de ce contrôle, à l'instar de ce qui se passe sur les marges « grasses » actuelles (**Fig. 133** ; Rubino *et al.*, 2007).

Dans le BMRP

La sédimentation est en grande partie contrôlée par les réseaux de paléovallées littorales ou de plate-forme transformées en rias lors des transgressions. La cartographie des incisions successives montre qu'elles ne se superposent pas ni même s'emboîtent les unes dans les autres : elles sont très fréquemment déboîtées les unes par rapport aux autres (*cf. supra*). Ces déboîtements sont directement provoqués par une déformation synsédimentaire :

- Diapirisme comme en périphérie du bassin de Valréas (*cf. infra*),
- Rejeux à forte composante verticale d'accidents (halocinèse ?) comme dans les secteurs de Pujaut et des Angles,
- Plissement au niveau du Lubéron, des monts de Vaucluse (*cf. infra*).

Cette analyse géomorphologique a été abordée et développée par Besson (2005) et présentée lors des excursions Strati 2002 (Rubino *et al.*, 2007) ou ASF 2005 (Parize et Rubino, 2007).

Les massifs diapiriques en périphérie du bassin de Valréas et notamment le massif de Suzette ont fait l'objet de nombreuses études détaillées (Brasseur, 1962 ; Casagrande, 1985 ; Martinod, 1988). Le diapirisme a débuté au Lias inférieur et s'est poursuivi jusqu'à la fin du Crétacé inférieur. Lors de la compression alpine, les évaporites ont été remobilisées seulement lorsqu'elles étaient situées dans les zones les plus tectonisées (Martinod, 1988). L'influence de cette remobilisation apparaît très clairement au regard de l'évolution des réseaux de drainage fini-aquitain puis fini-burdigalien (**Fig. 134**). Ce déboîtement des réseaux indique une remobilisation du sel très précoce (synburdigalien), ce qui indique une compression tectonique liée à la migration du front alpin bien avant l'arrivée des premiers deltas conglomératiques d'âge miocène supérieur. Cette évolution physiographique comme les observations de divergence synburdigalienne au niveau de Nyons (Rubino, 1990 ; Parize, 1997 ; Besson *et al.*, 2002), ou au niveau de Saint-Remond, le pli du Barri (Parize, 2000), confirment la déformation compressive et plicative du bassin de Valréas dès le Burdigalien.

La jonction entre le bassin de Pertuis – Cucuron et Beaumont de Pertuis – Digne-Valensole est constituée par une structure anticlinale NNW-SSE (anticlinal de Mirabeau). Cette structure, transverse à la connexion entre les deux bassins, forme un seuil qui a été incisé à plusieurs reprises et est à l'origine d'une connexion très étroite entre eux (**Fig. 135**).

Ce seuil de Mirabeau est particulièrement intéressant pour suivre l'évolution tectonosédimentaire et physiographique de ces deux bassins. Si leur jonction a varié dans l'espace et le temps, sa géométrie particulièrement étroite (à l'image de ce qu'elle est maintenant) semble être relativement constante. Malgré les incertitudes de datation qui persistent, il apparaît très clairement qu'au cours du Miocène la jonction entre le bassin de Pertuis et de Digne a subi une migration vers le SSE en réponse au soulèvement du Lubéron et à l'inversion de la faille de la Durance. Cette migration des systèmes de dépôts au cours du Miocène est particulièrement bien visible et ponctuée le long de la structure anticlinale de Mirabeau (NW-SE) par des incisions successives et leur comblement (respectivement d'âge Miocène inférieur, moyen, supérieur, Pliocène, Pleistocène /Holocène).

Vers une quantification des mouvements verticaux

Le BMRP était connu pour receler une des plus belles rias pliocènes périméditerranéennes, celle du Rhône et des ses affluents comme la Durance (**Fig. 136** : Fontannes, 1882). G. Clauzon a démontré que l'incision messinienne était la réponse du Rhône et des autres fleuves périméditerranéens à l'abaissement du plan d'eau méditerranéen. Le creusement est rapide et l'enneigement « fulgurant ». **Son analyse géomorphologique du cycle messino-pliocène met en exergue quatre niveaux repères qui sont tout à la fois stratigraphiques et géomorphologiques (Fig. 19),**

du plus ancien au plus récent :

1. La surface d'abandon pré-évaporitique,
i. e. la surface du piedmont tortonien « Valensole I » ;
2. La surface d'érosion messinienne ;
3. La transition marin-continentale ;
4. La surface d'abandon pliocène,
i. e. la surface du piedmont pliocène « Valensole II ».

Les surfaces 1, 2 et 4 sont isochrones pour des raisons de rapidité inusitée (chute et remonté) ; la surface 3 est diachrone mais constitue une référence altimétrique. Ces surfaces constituent des outils essentiels pour restituer l'évolution géodynamique de -10 Ma à -2 Ma et l'évolution paléogéographique. Certains de ces outils correspondent aux surfaces stratigraphiques reconnues par la stratigraphie séquentielle (*cf. supra*). **Nous les avons transposés et adaptés à l'analyse d'un bassin plissé et déformé.**

Notre contribution est d'avoir reconnu trois nouveaux réseaux de drainage (Fig. 122), avec leurs surfaces repère, antérieurs au système messinien. A ce jour, 4 complexes de vallées littorales (*incised valley*) sont désormais décrits dans le BMRP. Ils fournissent autant de guides stratigraphiques *sensu* surfaces repère pour quantifier les mouvements verticaux tout au long du Miocène dans cette partie du bassin d'avant-pays périalpin. Nous pouvons désormais faire des « **néotectoniques fossiles** » **successives en chaîne plissée** :

Par l'utilisation des IVF

L'ampleur du ravinement aquitano-burdigalienne (**Fig. 137**) est fréquemment hectométrique : 140 m pour la vallée des Courennes, 145 m pour celle de Ménerbes, 100 m pour celle de Vénasque ou de Fontaine-de-Vaucluse, 100 m également pour celle de la Cèze. Elle doit certainement son origine aux variations eustatiques aquitaniennes, amplifiée par la déformation de l'avant-pays. Ce réseau fluvial est superposé et emboîté dans les dépôts oligocènes (grabens du plateau de la Cèze, de Suzette, Sault, Deffend de Lamanon, Vénasque...). Son orientation est relativement conforme à celles des accidents oligocènes. Cette incision signe donc une déformation régionale de grande longueur d'onde qui peut être rapporté à une remise en compression de ce domaine à la base du Miocène. Ce premier système de vallées miocènes a déblayé préférentiellement les dépôts de l'Eocène - Oligocène et l'érosion a alors mis à nu des plans de failles : ce qui explique les nombreux contacts verticaux entre le Miocène et son substratum alors même que ces plans de faille sont perforés par des organismes lors de la transgression marine suivante. Ceci fournit une **explication aux nombreuses « doubles failles non actives en surface »** qui ont été inventoriées dans la partie méridionale du BMRP (Combes & Carbon, 1999) comme les failles de Salon – Cavaillon et celles de Pujaut.

Les nouvelles vallées intercalées dans toute la série miocène soulignent soit (i) la pérennité des réseaux de drainage et des bassins versants, leur partie amont n'étant pas toujours submergée même si le remplissage des vallées est syntectonique ; (ii) la création d'un nouveau bassin versant fortement influencé par la tectonique plicative aux passages Burdigalien – Langhien et Serravallien – Tortonien.

Le réseau emboîté du Burdigalien terminal est déboîté par rapport au système du Miocène inférieur (**Fig. 79, 129, 134, 135**). Ce déboîtement qui n'a pas été mis en évidence dans le cas du système fluvial aquitano-burdigalien, signe une déformation plicative de plus courte longueur d'onde. Ce deuxième réseau est en quasi-conformité avec les structures pyrénéo-provençales de Provence septentrionale. Notons que cette déformation plicative est enregistrée auparavant par la migration des dépôts centres du Miocène inférieur et ce, dès le comblement de la première vallée incisée du Burdigalien.

L'ampleur de l'emboîtement de ce deuxième réseau (**Fig. 138**) est pluri-hectométrique, atteignant de 300 mètres dans le secteur d'Avignon. La profondeur du ravinement fini-burdigalien implique nécessairement d'autres mécanismes que la chute du niveau marin du Burdigalien terminal, de l'ordre de 75 à 95 mètres (Haq *et al.*, 1987).

A l'échelle régionale, le contexte géodynamique au Miocène inférieur est contrôlé au Sud par l'ouverture du bassin liguro-provençal et à l'Est et au Nord par la déformation alpine. Au Burdigalien supérieur, le ralentissement puis l'arrêt de l'accrétion océanique dans le bassin liguro-provençal et de la rotation associée de la microplaque Corse-Sardaigne (Gattacceca, 2001) modifie les conditions aux limites méridionales du BMRP. La persistance de la propagation de la déformation alpine peut alors induire une mise en compression du BMRP. En l'absence d'importants chevauchements miocènes en Provence, cette mise en compression s'accompagnerait de mouvements verticaux et la (ré)activation de l'halocinèse.

La migration vers le sud des réseaux de drainage et des dépôts-centre de Provence méridionale pourrait être mise en relation avec une subsidence thermique tardive de la marge du golfe du Lion (du Serravallien au Tortonien).

La divergence des réseaux en étoile autour du massif créacé Ventoux – Lure (**Fig. 123**) est directement liée à la surrection de ce « *panneau de couverture nord-provençale* » *sensu* Villegier (1984). Au Burdigalien terminal, les Alpilles, la chaîne des Costes, le Lubéron, la bordure orientale du massif central et le Vercors deviennent des zones hautes *i.e.* des barrières morphologiques, et vont le rester. D'une façon générale, à l'échelle du BMRP, **cet évènement tectonique fini-burdigalien marque l'apparition des reliefs et l'individualisation des sous-bassins tels que nous les connaissons actuellement : Avignon, Carpentras, Cucuron, Digne-Valensole, Valréas, Valence.**

Les réseaux du Miocène supérieur, du Messinien et du Quaternaire vont continuer à réagir à la déformation du tréfonds de la même façon. **Les réseaux seront déboîtés dans les zones les plus subsidentes, *i.e.* les sous bassins ; au contraire ils seront superposés et emboîtés dans les zones non subsidentes car il ne leur sera pas possible d'y profiter d'une épigénie.**

L'architecture des dépôts du Plio-Quaternaire a toujours été analysée comme résultant principalement des variations eustatiques et, en opposition, celle des dépôts miocènes comme contrôlée par la tectonique alpine. **L'inventaire des réseaux de drainage du BMRP montre au contraire que les effets de chute du niveau de base ont conditionné la répartition des dépôts tout au long du Miocène.**

Par l'utilisation des « surfaces repères » *sensu* Clauzon ou « surfaces stratigraphiques » *sensu* Vail et collaborateurs

L'analyse stratigraphique de la déformation a été abordée et largement développée par Besson (2005) et présentée collectivement lors des excursions Strati 2002 (Rubino et al., 2007) et ASF 2005 (Parize & Rubino, 2007).

Le Lubéron a fait l'objet de nombreuses études afin de caractériser sa structure et son évolution (Clauzon, 1974, 1983, Clauzon *et al.*, 1987, 1997). La structuration de ce pli chevauchant résulte de deux phases de compressions successives globalement Nord-Sud, séparées par une période de distension à l'Oligocène.

- La première phase, dite pyrénéo-provençale (Eocène), est marquée par la discordance entre les terrains d'âge oligo-miocène et les terrains créacés (Goguel, 1932).
- une importante phase d'érosion et de distension à l'Oligocène globalement Est-Ouest qui aboutit à une pénépléation des reliefs pyrénéo-provençaux (Combaluzier, 1932 ; Dubois, 1966 ; Gouvernet, 1979) qui seront totalement arasés lors de la transgression burdigalienne.

- La seconde phase dite alpine débute à la fin du Burdigalien et montre un paroxysme au Miocène supérieur (Clauzon, 1975 ; Combes, 1984 ; Clauzon *et al.*, 1987 ; Faucher, 1988).

L'enveloppe externe du Lubéron est le résultat de processus érosifs sur une structure d'origine tectonique. Plusieurs surfaces d'aplanissement interprétées comme des surfaces d'abrasion marines ont été préservées et témoignent de l'évolution morpho-tectonique miocène du Lubéron. Ces surfaces peuvent être utilisées afin de quantifier des taux de déformation. La plus importante est la surface d'abrasion marine sommitale décrite par Combaluzier, 1932 ; Demarcq, 1970 ; Clauzon, 1984, Clauzon *et al.*, 1987 ; Champion, 1999). En fait, le Lubéron présente plusieurs facettes décrites par G. Clauzon, (Clauzon, 1974, Clauzon *et al.*, 1987, Champion *et al.*, 1999). Ceci étant, l'âge de ces surfaces (ne pouvant être daté directement) a été estimé en fonction de leurs relations avec les dépôts miocènes de part et d'autre du Lubéron, en admettant la continuité et l'empilement stratigraphique des dépôts tout au long du Miocène.

Contrairement aux études antérieures qui considéraient que la série miocène était constituée de séquences superposées avec un maximum d'inondation à la base du Miocène moyen, notre étude a mis en évidence :

- L'emboîtement des dépôts du Miocène moyen au sein des dépôts du Miocène inférieur (ces derniers étant en inversion de relief) ;
- Le déplacement des dépôts-centre tout au long du Miocène du Nord vers le Sud, de Lourmarin aux Jouques.

Cette révision des relations géométriques est capitale puisqu'elle modifie l'âge précédemment attribué aux surfaces d'abrasion marine. Nous avons recalibré toutes les surfaces repères en tenant compte de ce nouveau schéma stratigraphique (**Fig. 140** ; Besson *et al.*, 2005 ; Besson, 2005 ; Parize & Rubino, 2007).

Nous proposons désormais (**Fig. 140**) :

Pour l'intervalle 18,0 – 17,0 Ma, une accélération du soulèvement (multipliée par deux). Cette accélération est en accord avec l'arrivée de matériel détritique dans le bassin et les divergences dans le HST de S1 associées au début de l'individualisation des synclinaux.

Pour l'intervalle 17,0 – 14,5 Ma, en admettant que la déformation puisse être essentiellement rapportée à l'intervalle 17,0 – 16,5 Ma pour rendre compte de l'importante déformation plicative décrite dans tout le BMRP, une accélération du soulèvement (multipliée par dix). Cette accélération se matérialise sur le terrain par la plus importante incision et variation de faciès enregistrées pendant le Miocène. La nature des brèches tortoniennes (brèches monogéniques de Cucuron à matériaux crétacés) plaide en faveur de l'érosion de la quasi-totalité des dépôts burdigaliens sur le flanc du Lubéron.

Pour l'intervalle 14,5 – 5,8 Ma, une décélération (divisée par trois). Le soulèvement atteint toutefois 185 m et se matérialise très bien sur le terrain (du fait de la « continentalisation » du bassin) par la préservation de brèches de pente au front du chevauchement du Lubéron. **Il est important de souligner la préservation *in situ* presque totale du matériel démantelé pendant cette période compte tenu du régime continental et de l'absence d'important système fluviatile à l'opposé de la période burdigalo-langhienne où la capacité hydrodynamique des courants marins littoraux a permis l'évacuation de la quasi-totalité du matériel érodé.** La déformation tortonienne bien que

spectaculaire (Gaudry, 1873 ; Aguilar, 1982 ; Clauzon, 1984, 1996) s'est effectuée de façon tangentielle le long des chevauchements au front du Lubéron et de façon moindre par accommodation verticale.

Une méthode de mesure stratigraphique de la déformation

Ces exemples locaux ou régionaux montrent que la mesure stratigraphique de la déformation est possible. Nous sommes donc en mesure de donner des contraintes non seulement géométriques ou temporelles mais également sur les processus et les phénomènes. En combinant physiographie, sédimentologie et stratigraphie, nous pouvons, à l'instar de nos collègues néo-tectoniques, suivre l'évolution tectonique d'une région par celle de ces paysages successifs

III – Développements et perspectives

Mon objectif au travers ce mémoire est de proposer un projet de recherche pour mieux caractériser l'influence de la physiographie des bassins sédimentaires et l'utiliser à des fins de prédictibilité sur la distribution et les propriétés des corps sédimentaires. Autrement dit, comment établir à terme des relations formelles entre la géométrie de la « bassine » et l'architecture de son contenu. Mes activités contractuelles, de recherche et de formation m'ont fourni une culture et une expérience que je souhaite être le socle de ce projet : elles ont été résumées respectivement dans la première et la deuxième partie de ce mémoire pour être discutées, critiquées, amendées au besoin. « Comme sur un chemin escarpé ou avant d'aller taquiner une falaise, il faut être sûr de là où nous posons le pied » (*cf. supra* : § I.C).

Avant de détailler quatre grands chantiers, je souhaite rassembler tout ce qui pourrait constituer une profession de foi pour animer une équipe, attirer des stagiaires, transmettre aux doctorants.

III. 1 – Animer et former

Hors compléter la technique et développer le savoir faire (*cf.* § III.2), ce rôle devrait se limiter à insuffler des principes que nous admettons tous. « Animer et former » se résume à confier à un géologue, quel qu'il soit, ces quelques éléments comme viatique. A lui de les emporter car pour faire son métier ou prolonger celui d'un collègue,

Le terrain est à la base de tout en géologie.

La géologie permet d'aller sur le terrain à « *la chasse aux faits, aux observations* » (Elie de Beaumont, 1843-1845, p. 28 ; *cf.* § I.3.1, § II.1 et note 11), Nous devons partir du terrain et y revenir : c'est notre moyen de valider ou d'infirmer chacune de nos hypothèses, c'est irremplaçable.

L'enseignement, à tout niveau, doit se plier à cette évidence : concevoir un stage de terrain comme une excursion avec des arrêts préalablement localisés par satellite à partir du livret guide d'un collègue n'a aucun sens. Nous avons toujours conçu des stages pour transmettre un acquis, avec l'autre avantage de l'adapter en temps réel au public. Effectivement cela nécessite un gros travail en amont et une actualisation continue.

La sécurité pour nous et les autres est un préalable intangible.

Les activités couvertes par la géologie de terrain ne doivent pas être présentées ou considérées comme un loisir de plein air, une récompense... c'est une activité professionnelle avec des risques accrus qu'il nous convient d'estimer pour les minimiser ou en tenir compte : la sécurité n'est pas liberticide. Les acquisitions en falaise, les survols d'affleurements en ULM nécessitent des précautions mais les informations qui s'en dégagent sont toujours d'une rare richesse. Nous devons admettre et faire admettre la sécurité comme une obligation pour la pérennité de notre activité.

La sédimentologie de faciès est un outil stratigraphique.

Combiné à l'analyse diagraphique comme proposée par Allen (1990, 1994) et Posamentier & Allen (1999) et à l'analyse sismique comme proposée par Cramez (2001, 2002...), elle permet une analyse séquentielle en totale cohérence, quel que soit l'ordre. C'est la porte d'entrée à une approche intégrée des bassins sédimentaires.

Pour garder toute sa signification stratigraphique, la sédimentologie de faciès telle que je l'ai décliné au long de ce mémoire est libre du niveau de base stratigraphique et universel,

de la répartition volumétrique des sédiments, d'une accommodation *sensu lato* ramenée à une bathymétrie *sensu lato* et de l'architecture stratigraphique comme présentée dans le vademecum Elf (1996, 2000). Caduc dans l'industrie (e.g. **Fig. 47 à 51**), cet opuscule doit être tenu comme obsolète par le monde académique : des « *ténors* » chantent faux (p.c.c. Homewood *et al.*, 2000, p. 3).

Nous ne voyons que ce que nous sommes prêts à voir.

Seule une approche multidisciplinaire aide à ouvrir les yeux : l'emploi du même outil et/ou le travail sur un seul champ et/ou l'investigation d'un domaine unique ne présage en rien d'un savoir faire mais témoignent d'un réel autisme. Le métissage apparaît comme seul moyen pour continuer à progresser et les collaborations indispensables tant le temps des « parfaits homme de sciences » est révolu.

Notre humilité ne doit pas être limitée au respect du caillou. Dans le domaine des géosciences, le chercheur académique considère à tort que le monde industriel est celui des modèles et de la haute technologie. C'est vrai, c'est à cette condition que dernier reste concurrentiel mais il a davantage besoin de certitudes basiques portant sur la sédimentologie, la paléontologie, la tectonique – l'analogie terrain permettra toujours d'améliorer une image de subsurface – et plus encore de temps : les contraintes opérationnelles sont telles que la prospective d'une réflexion scientifique est fréquemment sacrifiée.

A contrario, il ne faut pas que le chercheur académique puisse croire que si un industriel s'adresse à lui, c'est parce qu'il est tout à coup l'expert tant attendu. A mon sens c'est parce que qu'il a du temps (et une spécialité) lui permettant d'apporter une plus-value à la donnée avant qu'elle ne se refroidisse complètement.

L'analyse bibliographique n'est ni un luxe ni une compilation d'articles.

C'est d'abord un très bon moyen pour se rendre compte que nous ne sommes pas seuls, que la bonne idée a peut-être été trouvée un siècle auparavant. Le retour aux fondamentaux évite ensuite les dérives et les jargons. Enfin elle nourrit l'esprit critique : il nous faut donc être vigilant à sa pérennité dans les cursus de Master comme certains l'avaient été pour la philosophie en classe de terminale. La lecture raisonnée de nos devanciers, leur relecture avec l'éclairage actuel fournissent des guides de compréhension à nos propres questions et nous aident à « voir ».

La géologie n'est que géométrie et temps.

Il nous faut définir des enveloppes, les hiérarchiser et les remplir avec des processus. Cela permet d'anticiper les changements d'échelle et de proposer des guides de prospections simples et épurés. Outre d'être facilement transposables à l'industrie, les modèles géométriques ont l'avantage de survivre aux modes.

La singularité du géologue doit être de proposer des dessins animés, ou mieux des films d'animation.

La géologie serait donc une science singulière. Recruter un équipier, un doctorant, un stagiaire ne peut donc pas se faire autour d'une table. Il faut le confronter, se confronter ensemble au caillou. Si l'exercice semble désuet, il peut être remplacé en faisant venir le caillou par une présentation adéquate. Il me semble qu'entretenir, transmettre une philosophie libertaire « gublerienne » telle qu'elle l'était par B. Beaudoin, J.-P. Bertrand... favorise l'émulation, l'autonomie, la pousse de nouvelles idées...

III. 2 – Prolonger et améliorer des techniques d’inventaire et d’analyse

Ce mémoire fournit les bases pour une analyse intégrée des bassins sédimentaires en partant de la donnée de terrain, « nos vieux fondamentaux ». **Avant de proposer, quantifier... il faut observer et savoir le transcrire dans un langage partagé par tous et non un jargon pour initiés.**

Pour comprendre le fonctionnement d’un bassin, il faut aborder son analyse en intégrant :

- **Les outils :**
 - sédimentologie,
 - pétrographie et diagénèse,
 - stratigraphie,
 - physiographie,
 - tectonique...
- **Les champs d’activité :**
 - actuel,
 - fossile...
- **Les domaines d’investigation :**
 - sous-marin (*e.g.* Maillet, 1755 ; réédition 1984, p. 54),
 - terrain,
 - subsurface...

Les chantiers en cours (Turbidites avec T. Mulder ou Tidal rhodanien avec J.-Y. Reynaud) ont pris cette orientation. Les chantiers à développer devront en tenir compte.

Sur le terrain, faire un levé sédimentologique à des fins séquentielles, c’est bien. **Il faut réaliser les cartographies, à toutes échelles, au moins séquence par séquence – au 3^{ème} ordre – et dans la mesure du possible cortège par cortège** (Rubino & Parize, 1997 ; Besson, 2005).

Toutes les discussions portant sur les facteurs forçants ne doivent venir qu’après la quantification temporelle des cortèges de dépôt par cyclostratigraphie et/ou datations absolues.

Il faut désormais comprendre les flux en 4D. Le conditionnement des systèmes de dépôt montre que la topographie induit des divergences par gravité, des forçages hydrodynamiques : la déconvolution de la physiographie passe par la géométrie. L’amélioration de l’analyse passe certainement par :

- **Un couplage fort entre sédimentologie et géomorphologie.** L’écart est encore grand entre les dépôts actuels sous-marins et les affleurements de turbidites, c’est-à-dire entre physiographie et architecture sédimentaire (*cf.* Pinoteau, 1986). Ce constat doit valoir pour les systèmes fluviaux ou autres.
- **Le recours à des simulations des paléocirculations** océaniques ou en domaine de plate-forme. Les données existent pour reconstituer les champs de circulations tidales dans le BMRP, ou géostrophique pour la marge vocontienne du BSEF. Des collaborations avec T. Garland (SHOM), J.-Y. Reynaud (MNHN), M. Tesson (Université de Perpignan) sont nécessaires pour mener cette analyse.

En complétant les deux premières parties de ce mémoire et en les fusionnant avec le support de quelques autres collègues (comme F. Guillocheau, J.-Y. Reynaud, J.-L. Rubino) pour couvrir tous les environnements sédimentaires et pour enrichir les cas pratiques, nous pouvons réaliser à terme pour les bassins sédimentaires ce que Allen (1990, 1994) et Posamentier & Allen (1999, p. 176) ont proposé par l'usage des logs diagraphiques ou Cramez pour la sismique.

III. 3 – Réaliser une modélisation stratigraphique des faciès fluviatiles

Tout au long de ces années, j'ai eu l'opportunité et la chance d'intervenir à la fois dans le mode académique et le monde industriel. Je pense sincèrement que les industriels pétroliers ou miniers ont des données à la semaine – je me permets une petite provocation – qui permettraient à un universitaire de faire carrière toute une vie : n'avons-nous pas eu entre les mains un article publié par *Geology* ou *Nature* étayé par un profil sismique ou trois sondages ?

Exception faite des moyens, ces deux mondes sont-ils tellement dissemblables ? A mon sens leurs différences relèvent davantage d'un choix de vocabulaire et de syntaxe comme l'expriment ces deux formulations d'une action de recherche et de développement que je souhaite initier sur la stratigraphie des systèmes fluviatiles et mener à bien.

Formulation A

La stratigraphie des dépôts fluviatiles est le parent pauvre de la stratigraphie séquentielle. Il n'existe pas pour le fluviatile de règle comparable à la « Règle du 80 – 20 % » établie pour le domaine de plate-forme ou des modèles stratigraphique pour le domaine profond. Comme pour les pétroliers, les exploitants miniers en domaine sédimentaire ont besoin d'analogues terrain et de modèles géologiques pour comprendre leur gisement et améliorer les taux de récupération : la stratigraphie séquentielle est l'outil qui permet de faire des corrélations et des prévisions génétiques, isochrones et non plus lithologiques. Les résultats que nous avons acquis au passage Burdigalien – Langhien dans le BMRP (*cf. supra*) démontrent que la résolution des surfaces stratigraphiques est supérieure à celles des marqueurs paléontologiques et surtout qu'elle est autonome.

Pour améliorer la prédictibilité des modèles, il va falloir augmenter la résolution de l'analyse sédimentologique : les besoins actuels des industriels, essentiellement regroupés dans le secteur pétrolier, sont à l'échelle du faisceau ou du membre et la variabilité (ou la richesse) à l'échelle de la couche est lissée. D'autre part, les modèles de faciès pour le fluviatile sont transposés directement d'analogues actuels dont les bancs, les comblements des chenaux cités en référence correspondent à des corps sédimentaires « intacts ». Les modèles ne prennent pas en compte leur potentiel de préservation. De la même façon, l'intégration du détail au réseau, et *vice et versa*, n'est pas prise en compte. Comme les géométries et les architectures sont établies pour ces derniers dépôts, ils ne sont pas adaptés aux exemples anciens et de subsurface sauf à bénéficier de conditions d'affleurement 3D exceptionnelles de qualité. A partir de carottes, il est encore assez simple de distinguer un système méandrique d'un système en tresse mais arriver à différencier une barre latérale d'une barre longitudinale relève de la chance. Un moyen pour y parvenir passe par les « maquettes 3D » d'affleurements (*cf. § III. 4*).

Combiner AE et stratigraphie (*sensu* stratigraphie séquentielle) pour les systèmes fluviatiles et fluvio-deltaïques devrait permettre de proposer une méthode d'analyse intégrée

adaptée à la problématique fluviale, du corps au réseau. L'objectif à terme est donc de coupler les analyses de faciès de dépôt et diagenétiques avec leur organisation stratigraphique dans un cadre physiographique précisé à des fins de prédictibilité sur la distribution et des propriétés de corps sédimentaires.

Le succès d'un projet et les résultats d'une étude sont fonction des moyens disponibles. Les sondages, les carottes, les parements de mines ou de carrières constituent une bibliothèque exceptionnelle de données dynamiques, comme les pages d'un livre qui se tournent. Autant de moyens que j'aurai à disposition en même temps que mes nouvelles attributions au sein d'AREVA NC. C'est le premier moyen sur lequel je compte pour augmenter la résolution stratigraphique des corrélations.

Formulation B

Mes nouvelles fonctions m'engagent à développer une recherche sur les modèles stratigraphiques des séries continentales (*i.e.* modèles de stockage des insolubles). Les modèles de faciès continentaux n'ont pas encore fait l'objet de la synthèse obligée par les attendus industriels, comme cela a été le cas pour les systèmes stratigraphiques de pied de marge continentale. Pourtant, les conditions d'observation, d'instrumentation et de *monitoring* rendent les processus morphodynamiques continentaux beaucoup plus accessibles que leurs équivalents sous-marins.

A l'échelle du réservoir, il n'existe pas encore de modèle déterministe de l'architecture des séries alluviales, parce que de trop nombreuses boucles de rétroactions sont à l'œuvre dans les processus morphodynamiques des crues (sensibilité aux conditions initiales). L'approche privilégiée est encore le modèle géostatistique qui ne nécessite pas une très grande participation des concepts sédimentologiques.

Le nombre considérable d'études stratigraphiques détaillées sur les systèmes méandriformes, par exemple, tend à montrer des processus à l'œuvre très différents suivant les cas (méandres en aggradation quand le confinement est maximum et l'écoulement le plus dense ; méandres en accrétion latérale quand le profil de vitesse est variable et le débordement marqué). Le challenge est donc aujourd'hui de passer à une compréhension morphodynamique des modèles de faciès à méandre ou en tresse (en alternative à l'enrichissement des catalogues d'exemples géométriques, déjà très fournis).

Il s'agirait en l'espèce de hiérarchiser les forçages et de typer leurs effets relatifs ou combinés :

- la rhéologie de l'écoulement : échelle de la turbulence, couche limite, profils de vitesse et de viscosité (*cf.* controverses non résolues sur les systèmes en suspension et en charriage),
- les microfaciès et les microtopographies actives,
- la pétrophysique des phases en dépôt (notamment les boues fluides),
- les bilans de masse (par suivi HR des MNT à l'étiage et en phase de crue, avec des techniques radar par exemple).

Ceci pour en tirer des lois sur le contrôle :

- des éléments architecturaux,
- des hétérogénéités lithologiques

Cette approche permettrait de mieux comprendre les transitions de styles alluviaux à l'échelle du réservoir. La quantification géomorphologique est une étape essentielle de cette méthode. Elle passe par le projet de réalisation de maquettes 3D.

La modélisation des écoulements dans les morphologies restituées en 4D serait une deuxième étape non moins essentielle pour valider l'approche morphodynamique et qui se résume de la manière suivante : **tel chenal avec telle géométrie et tels dépôts (3D) résulte forcément d'un écoulement de tel type avec telle charge en suspension et telle charge de fond dans un réseau de drainage donné.** Il est alors possible de prédire le transfert à l'aval du dépôt (décharge, reprise de charge) et l'évolution afférente de l'écoulement.

Il est évident que ce projet implique la collaboration avec des numériciens et des spécialistes des rivières actuelles.

III. 4 – Formaliser la mesure stratigraphique de la déformation

L'analyse multidisciplinaire intégrée que nous avons développée dans le BMRP pour comprendre l'organisation stratigraphique du remplissage d'un bassin syntectonique nous permet de recommander des outils habituellement géomorphologiques à des fins de quantification de la déformation.

La littérature nous montre quelques exemples de restitutions de réseaux de drainage, le plus souvent en partant des données de subsurface dans des secteurs peu déformés. Nous avons pu en caractériser 3 et en cartographier précisément 2 dans un bassin sédimentaire plissé, aux affleurements discontinus. Nous avons désormais à disposition 4 réseaux de drainage dans le BMRP nous fournissant le cadre stratigraphique à la mesure de la déformation sur près de 20 Ma à l'aide de marqueurs morphologiques classiquement quaternaires.

Reprenant les outils définis par G. Clauzon, leur donnant un sens stratigraphique, nous avons désormais à disposition une mallette pour appréhender la « paléo-néotectonique » d'une série ancienne, bien plus ancienne que l'habituel champ d'application de la néotectonique. Il n'existe pas d'autre méthode permettant cette quantification en se basant sur des données de terrain analysées à l'échelle des séquences de 4^{ème}, 3^{ème} ou 2^{ème} ordre.

Il faut qu'à court terme, nous soyons en mesure de formaliser cette méthode et de la diffuser sous forme de publications. Il est indispensable que nous le fassions en anglais pour toucher le plus de collègues.

III. 5 – Etablir des « maquettes 3D d'affleurements »

Pour les professionnels et autres utilisateurs de modèles sédimentaires, il est encore difficile de passer du gisement à l'affleurement, et pourtant les modèles réservoir sont étalonnés à partir des analogues terrain. Pendant très longtemps, les bonnes simulations étaient enfin réalisées lorsque tous les paramètres gisement étaient maîtrisés, donc quand le gisement était sur sa toute fin en terme de production. Ce hiatus dans les échelles et de représentation (*sensu* image sismique HR *versus* image terrain directe ou numérique) ne peut être réglé uniquement par des améliorations de résolution de la sismique industrielle (algorithme, temps de calcul...).

Prolongement du Consortium Rosans et du projet ARTEP mené avec EOSYS sur la géomodélisation 3D de dykes et de sills gréseux, je propose l'établissement de « maquettes 3D d'affleurement » pour passer plus facilement de l'analogue à l'image de subsurface. Une « **maquette 3D** » est à la fois une combinaison 3D de données de terrain (physiographie, géologie) de subsurface (puits ou sondages carottés et/ou instrumentés, géophysique HR) et une base numérique 3D multiparamètres, le tout reporté dans un géomodèle.

La maquette 3D d'affleurement peut permettre :

- d'imager des corps réservoir complexes dans leur réalité sans obligation de choisir l'affleurement de classe mondiale
- une alternative à une approche processus encore limitative car les nouveaux outils de simulation ont besoin de données « contraintes naturalistes » et des boucles d'inversion.
- de combler le hiatus entre l'affleurement et la sismique industrielle HR, de l'ordre de deux à quatre ordres de grandeur.
- d'intégrer toutes les échelles de l'investigation (du mm – voire moins pour les carbonates – au km) en choisissant l'hétérogénéité minimale (drapages argileux centimétriques dans des réservoirs sableux, filons gréseux d'épaisseur centimétrique à décimétrique dans une couverture argileuse) qui donne sa dimension à la maille élémentaire.

Cette nouvelle méthode d'analyse des affleurements pour permettre leur caractérisation en 3D et la visualisation et le suivi des hétérogénéités en combinant :

- imagerie radar étalonnée par des levés de détail sur les falaises ou les affleurements,
- sismique terrestre THR ou radar, étalonnés par quelques sondages carottés et instrumentés en arrière des falaises.

Ce projet est donc destiné à établir à partir d'affleurements sélectionnés des modèles 3D haute résolution servant ou pouvant servir d'analogie ou de référentiel à des objets de subsurface. Les conditions permettant la meilleure comparaison entre l'affleurement, ses contraintes d'analyse (continuité, falaise,...) et ses intérêts (hétérogénéité interne, géométrie détaillée) et les cas opérationnels de subsurface seront alors établies. Elles permettront des améliorations significatives dans la compréhension des objets géologiques profonds. Cet objectif ambitieux nécessite l'établissement et le développement d'une méthode d'analyse innovante. L'expérience acquise sur le site très complexe de Rosans a fourni un savoir-faire indiscutable et une connaissance des moyens technologiques indispensables pour une telle entreprise.

Le choix des affleurements devra être établi en fonction de leur représentativité pour un environnement géologique spécifique (barres et bancs tidaux, chenaux fluviaux, structure en blocs faillés, cavités karstiques, injections sableuses...) et/ou de leur intérêt industriel (affleurement d'un objectif profond). Les affleurements pilotes retenus pour l'établissement de la démarche analytique et comme support du projet le seront en fonction de leur accessibilité, de leur intérêt géologique intrinsèque et de leur comportement lors de l'investigation. L'intérêt industriel à terme de ces affleurements pilotes est pris en compte pour faciliter le développement futur de ce projet de recherche et le succès de son passage aux cas opérationnels et à sa valorisation industrielle.

IV – En guise de bilan

Par rapport aux sciences de modèles, la géologie nous indique sans contestation que **l’observation (de l’affleurement ou de l’analogie terrain) doit être posée comme préliminaire** à toute démarche scientifique et/ou développement technologique... Il faut démarrer et conclure devant l’affleurement (B. Beaudoin, avec constance). Le géologue de terrain doit être celui qui valide les modèles géologiques, avec son corollaire : le géologue de terrain est un empêchement de penser en rond (merci à toi, C. Grandjacquet).

Il faut toujours revenir à nos Fondamentaux. La lecture raisonnée de nos devanciers nous fait gagner du temps, de l’énergie. Si nous faisons de la recherche, c’est d’abord pour se faire plaisir, satisfaire une curiosité sincère, « que du bonheur » (F. Guillocheau, avec tout autant constance). Il faut avancer sur de vrais problèmes (merci à toi, J. Nicodic), et cela donnera une vraie réponse à l’exigence de nos contemporains.

Par rapport à ses autres collègues ingénieurs, mécaniciens, physiciens – encore merci J. Schleifer pour cette remarque – **le géologue est capable d’imaginer des processus, des modalités de mise en place à partir d’une observation** : ce savoir-faire est mal médiatisé, d’abord par les géologues eux-mêmes, et il convient de développer des supports permettant de dérouler cette *paléohistoire* et la rendre accessible par le plus grand nombre.

La sédimentologie, et par extension toute géologie d’affleurements ou de subsurface est une science dont les résultats existent dès lors que nous sommes capables de les afficher devant soi. Il m’a donc semblé que cette sédimentologie, analyse des remplissages, des accumulations sédimentaires, des érosions, pouvait se ramener à une discipline géométrique avec des méthodes de résolutions géométriques. Les exemples illustrent que ce parti pris qui conduit, et ce n’est pas là son moindre paradoxe, à une stratigraphie dynamique 4D.

Avant de clore, il faut rappeler que la **géologie est une discipline d’incertitudes**. Les affleurements ont une extension toujours trop courte, les puits ne font pas l’objet d’assez d’enregistrements, la sismique n’a jamais une résolution suffisante pour reconstituer une *paléohistoire* complètement déterministe. Le géologue est donc celui gère les incertitudes, qui essaie de les réduire au minimum acceptable en fonction du temps ou des moyens. C’est pour cela qu’il faut une méthode rigoureuse pour récolter toute (autant que possible) l’information vraiment déterminante pour la description et la compréhension du sujet d’étude. Ces informations doivent être de la meilleure qualité possible pour éviter des incertitudes supplémentaires. C’est cette méthode que je me suis attaché à apurer, que je me suis astreint à appliquer et à transmettre.

Alors bien sûr, même en s’appuyant sur la méthode la plus performante qui soit, le géologue peut se tromper. Et cela d’autant plus que les sujets abordés par les industriels se complexifient et que les avancées réalisées dans toutes les branches de la géologie rendent l’apprentissage complexe. Il faut donc intégrer les disciplines et multiplier les points de vue pour bien envisager les alternatives : ma solution à l’écriture des scénarii possibles de la *paléohistoire* est le travail d’équipe. Il faut savoir s’appuyer sur les investigations des anciens, le savoir des collègues d’autres spécialités ou sur la clairvoyance de ses pairs pour écrire le meilleur scénario possible et en bien connaître les limites.

Références bibliographiques

En cours de saisie, *in progress*

Titres et Travaux

Curriculum vitæ

PARIZE Olivier

Né le 12 mars 1959 à Saint-Nazaire 44600, France
De nationalité française
Marié, deux enfants : Gaël et Lorraine
Domicilié au 17 rue de la croix à Héricy 77850
Téléphone : 33 (0) 1 64 23 61 67

Exempté des obligations militaires

Adresse professionnelle jusqu'au 31 août 2007 :
Ecole nationale supérieure des Mines de Paris
Géosciences – Géosystèmes – Géologie
35 rue saint Honoré, 77300 Fontainebleau
Téléphone : 33 (0) 1 64 69 48 30
Télécopie : 33 (0) 1 64 69 49 87
Courriel : olivier.parize@ensmp.fr

Au 1^{er} septembre 2007 :
AREVA NC – BU Mines
Département Géoscience – Technologies Géoscience
Chef de Service Sédimentologie
Tour AREVA, 1 place de la Coupole
92084 Paris la Défense CEDEX
Téléphone : 33 (0)1 34 96 37 56
Télécopie : 33 (0)1 34 96 37 50
Courriel : olivier.parize@areva.com

Formation universitaire et diplômes

Deug B, Sciences de la vie et de la nature, Université de Nantes, 1979 ;
Licence des Sciences de la terre, Université de Nantes, 1980 ;
Maîtrise des Sciences de la terre, Université de Nantes, 1981 ;
Ingénieur diplômé de l'Ecole nationale supérieure des pétroles et des moteurs, option
Géologie, 1983 ;
Docteur de l'Ecole nationale supérieure des mines de Paris associé à l'Université des
Sciences et Techniques de Lille Flandre Artois, en Dynamique et Ressources des bassins
sédimentaires, 1988.

Enseignement

Chargé de cours à l'Ecole des mines de Paris depuis 1984 ;

Hors géologie : Professeur au collège Fernand Gregh de Champagne-sur-Seine
(Mathématiques pour 5^{ème} et 3^{ème}), mars – avril 1989.

Carrière scientifique et technique

Stagiaire longue durée à l'ANDRA :

- D'octobre 1984 à octobre 1985

Ingénieur chez Géostock au service de mécanique des roches :

- Du 16 mai 1989 au 16 octobre 1989

Ingénieur géologue en poste à l'Institut Français de Pétrole sur le Projet Stockage souterrain de gaz naturel en réservoirs aquifères, commun à Gaz de France et l'Institut Français de Pétrole comme salarié :

- IPEDEX Production : du 17 octobre 1989 au 31 décembre 1992.

Ingénieur géologue en poste chez TOTAL au Centre Scientifique et technique comme salarié:

- IPEDEX Production : de janvier 1993 au 9 juillet 1993.

Ingénieur géologue en poste chez TOTAL au Centre Scientifique et technique comme salarié:

- CENERGYS : du 19 juillet 1993 au 30 juillet 1993.

Ingénieur de recherche en poste au laboratoire de sédimentologie de l'Ecole nationale supérieure des Mines de Paris (EMP) comme salarié :

- ARMINES : du 2 août 1993 au 30 avril 1994.

Ingénieur géologue en poste chez TOTAL au Centre Scientifique et technique comme salarié:

- ALTRAN Technologies : du 1^{er} mai 1994 au 31 octobre 1994.

Ingénieur de recherche en poste au laboratoire de sédimentologie, puis groupe de géologie de l'Ecole nationale supérieure des Mines de Paris (EMP) comme salarié :

- ARMINES : du 1^{er} novembre 1994 au 31 octobre 1995 ;
- EMP : du 1^{er} novembre 1995 au 29 février 1996,
- ARMINES : du 1^{er} mars 1996 au 31 août 1997,
- EMP : du 1^{er} septembre 1997 au 31 décembre 1997,
- EPA – EMP : du 1^{er} janvier 1998 au 28 février 1998,
- ARMINES : du 1^{er} mars 1998 au 31 août 2007

avec le statut d'enseignant-chercheur.

Au 1^{er} septembre 2007 :

AREVA NC – BU Mines, Chef de Service Sédimentologie,

Membre d'associations scientifiques :

Association des sédimentologistes français, ASF ; vice-président,
Société géologique de France, SGF,
Union française des Géologues, UFG,
Association internationale des Sédimentologistes, IAS,
Groupe d'Etudes du Cénozoïque, GEC ; vice-président,
Groupe français du Crétacé, GFC.

Résumé des activités

Une activité ouverte vers l'industrie

De 1989 à 1993, après une courte mission pour Géostock, j'ai été ingénieur géologue IPEDEX détaché à l'IFP sur le projet commun avec GDF autour de stockages de gaz naturel en aquifère. Mon travail consistait :

- A suivre les opérations de carottage et d'enregistrement diagraphiques et la description des carottes,
- A améliorer les modèles de géologie de réservoir en y intégrant les données des nouveaux puits, carottes et diagraphies,
- A réaliser le modèle hydrogéologique à l'échelle régionale pour les études d'impact de ces stockages sur les ressources en eau.

De 1993 à 2007, j'ai été ingénieur de recherche ARMINES au sein du centre des Géosciences de l'Ecole des Mines de Paris, qui a remplacé successivement le Centre de Géologie Générale et Minière puis le Centre de Géotechnique et d'Exploitation du Sous-Sol. J'ai été rattaché au laboratoire de sédimentologie animé par B. Beaudoin puis au groupe de géologie géré par I. Cojan. Mon activité a été centrée sur des études demandées par des institutions ou des industriels à l'Ecole des Mines dans un cadre contractuel : HNPC – CdF, CEE – DG XII, ANDRA, TOTAL, Maurel et Prom... Cette activité a progressivement évolué pour répondre à des demandes formulées par des industriels dans les deux champs d'expertises que j'ai développé : la sédimentation turbiditique « confinée » et la géométrie et le remplissage des paléovallées incisées.

Avec J.-M. Champanhet (TOTAL), j'ai codirigé un consortium pour proposer un modèle 3D d'un réseau d'injectites à partir de l'affleurement de dykes et sills gréseux de Rosans

- Rosans Consortium : ARMINES, Norsk Hydro, TOTAL et ses filiales anglaises, norvégienne, angolaise (2001-2002),

Pour le compte de Total, j'ai contribué aux projets ARTEP :

- Quantification des corps réservoir – Volet : Etude des chenaux turbiditiques vocontiens (1993-1995, 1998),
- Quantification des corps réservoir carbonatés – Volet : Etude des barres tidales miocènes de Provence (1995-1997),
- Quantification des corps réservoir carbonatés – Volet : Systèmes récifaux miocènes (1998),
- Tectonique et sédimentation dans un bassin d'avant-pays – Volet : Etude du remplissage du bassin syncompressif de Valréas et des régions avoisinantes (1998 - 2000).

Dans le cadre d'un projet ARTEP (2003 - 2005) avec la société EOSYS et ARMINES, je suis intervenu dans un projet de développement d'une chaîne d'acquisition *on shore* (à terre) et de traitement sismique très haute résolution pour valider l'imagerie obtenue. Le réseau d'injectites de Rosans servit là encore de support à ce projet.

En 2000, pour le compte de la DG XII de la Commission Européenne, je réalise avec J. Colson, un inventaire des projets financés par la Commission et ayant traité du forage : outils, matériaux...

Concomitamment, et comme c'est la tradition à l'Ecole des Mines, j'ai été impliqué dans l'enseignement de la géologie à nos élèves, puis dans la formation d'étudiants. Des étudiants m'ont été confiés pour leur projet personnel en fin de DEA puis de MII, puis des doctorants.

A partir de septembre 2007, je deviens chef de service Sédimentologie chez AREVA NC au sein de la BUM DEX.

Enseignement et formation

A l'Ecole des Mines, j'ai animé :

- Le stage de géologie (1A),
- Le cours sur les usages des diagraphies en géosciences (3A),
- Le stage de géologie de réservoir et de bassin (3A).

J'ai suivi sur une plus longue période des élèves dans différents contextes :

- Acte d'Entreprendre : « A la découverte de la presse écrite » proposé par deux élèves 1A de l'Ecole des Mines (2007) ;
- Leur travail d'option :
S. Eckert (financement ANDRA), 2000,
K. Laurent (financement ANDRA), 2005.

J'ai également participé ces trois dernières années au Module d'Intérêt Généraliste « Pétrole du futur » ouvert aux élèves 1A.

Je suis habilité à diriger des thèses le 28 octobre 1999 lors de la commission des études doctorales de l'Ecole des Mines de Paris.

Pour l'université, j'ai assuré des enseignements de sédimentologie ou de stratigraphie (Université Paris 11) ou des stages de terrain (Universités Paris 6 et Paris 11).

Comme tuteur, j'ai suivi :

Des étudiants lors de leur travail bibliographique de DEA ou de M2 :

- M. Bêche, 2004,
- K. Charvin, 2003,
- G. Rodrigo, 2003,
- E. Lasseur, 2002 ;

Des étudiants lors de leur travail personnel de DEA ou de M2 :

- D. Besson, 2000,
- G. Bièvre, 1999,
- T. Bouchery, 1998,
- Y. Dexcoté, 2001,
- N. Mechti, 2003,
- A. Medour, 2007,

T. Oppeneau, 2006 ;

Des doctorants, comme directeur de thèse de :

D. Besson (MRT, EMP), 2005,

P.-Y. Descote (MRT, EMP, en cours : en septembre 2007, codirection avec J.-Y. Reynaud),

J.-N. Ferry (CIFRE TOTAL, codirecteur avec Th. Mulder, Bordeaux 1), 2003,

L. Mocochain (MRT, codirecteur avec G. Clauzon et O. Bellier, CEREGE), 2007,

C. Rigollet (financement TOTAL, EMP), 2001.

Comme « grand frère », j'ai également contribué au travail de

Y. Callec (*e.g.* comblement de bassin *versus* évolution de systèmes turbiditique),

N. Fiet (*e.g.* une synthèse du "Vraconnien"),

L. Gindre (*e.g.* l'observation des régressions forcées de la Marcouline après d'autres roches blanches ; mille excuses pour les infamies qu'elle t'engendra),

S. Lopez (*e.g.* la notion de profil d'équilibre en domaine fluviale et la stratigraphie y afférente),

A. Jouve (*e.g.* la notion de niveau de base en domaine fluviale et la stratigraphie y afférente).

J'ai co-organisé et animé deux excursions de l'Ecole doctorale n° 398 « GRN Géosciences et ressources naturelles » :

- En moyenne Durance avec M. Sébrier, J.-P. Huchon et G. Degoutte,
- Dans le Roussillon et Languedoc avec L. Jolivet et G. Clauzon.

J'ai également organisé, seul ou en partenariat, et co-animé **plusieurs excursions pour des congrès nationaux ou internationaux** :

- 2001, Anatomy of carbonate bodies : Architecture and internal organisation of bioclastic sandbodies infilling incised valley fill complexes in the Miocene Avignon – Carpentras Basins (Parize *et al.*, 2001) ;
- 2001, Subsurface sediment mobilization : Sand injections in deep marine shale formation in SE France (Parize, 2001 ; Parize & Van Rensbergen, 2007) ;
- 2002, Strati 2002 : Le Néogène du bassin d'avant-pays rhodano-provençal (Besson *et al.*, 2002 ; Rubino *et al.*, 2007),
- 2005, ASF 2005 : Les systèmes oligo-miocènes carbonatés et clastiques de basse provence. Des témoins de l'évolution géodynamique de la marge provençale et du bassin d'avant pays alpin (Besson *et al.*, 2005 ; Parize & Rubino, 2007),

Dans la perspective de la préparation de l'Habilitation à Diriger les Recherches, j'ai donc édité les livrets guide de ces différentes excursions et je les ai faits imprimer sous format pdf®, grâce au support de TOTAL, pour les mettre à la disposition du plus grand nombre sur le site internet de l'Association des Sédimentologistes Français.

Enfin pour l'UPA, **Union des professeurs d'Agronomie**, à la demande d'E. Périlleux, P. Thommen et J.-F. Beaux, nous, F. Guillocheau, J.-L. Rubino et moi-même –

auxquels s'est joint en 2007 V. Delhaye-Prat – avons organisé deux sessions *in situ* de sédimentologie et de stratigraphie séquentielle :

- 1999, La stratigraphie séquentielle : concepts de base et applications au Miocène rhodanien (Sud est de la France),
- 2007, Déchiffrage d'un système sédimentaire, la Formation des Sables de Fontainebleau (Oligocène du Bassin de Paris).

Pour l'industrie, j'ai assuré le tutorat des **stagiaires universitaires**, effectuant un stage de moyenne à longue durée en entreprise, ou des formations post doctorales réalisées en partenariat avec un industriel.

Des stagiaires universitaires pour ELF :

F. Galloni, 1998, dans le cadre de sa thèse ;

Des stagiaires universitaires pour TOTAL :

P.J. Alasset (Consortium Rosans), 2000,

D. Besson, 1999, dans le cadre de sa thèse,

J. Fraboulet, 2004,

E. Dujonquois (en collaboration avec Th. Mulder), 2006,

G. Musial dont la thèse allait démarrer en septembre 2007 (J.-Y. Reynaud devenant directeur de thèse), 2006,

G. Rodrigo, 2004,

Y. Rubert, 2005,

R. Vandromme, 2004, 2005, dans le cadre de sa thèse ;

Des étudiants en formation post doctorale :

J. Bailleul (financement TOTAL), 2005, 2006,

C. Labaune (financement TOTAL, cotuteur avec M. Tesson, Perpignan), 2006, 2007 ;

J'ai assuré des **séminaires de formation permanente** (en moyenne 12 participants par session). En effet une part non négligeable de mon activité contractuelle a été progressivement réservée à la transmission du savoir-faire acquis lors des études ou des expertises par le biais de la formation permanente pour l'industrie :

- Turbidites : des Alpes à la marge africaine (TOTAL, avec P. Imbert puis J.-L. Rubino) ; 1993 puis 1 session par an depuis 1995 (6 jours) ;
- Stratigraphie séquentielle : Concepts de base et application en contexte d'avant-pays (TOTAL, avec J.-L. Rubino, rejoint en 2002 par M. Bez, V. Marlot, C. Seyve) ; 1 session par an depuis 2000 (6 jours) ;
- Clastic injectites from vocontian outcrops, session à la demande (4 jours) :
 - ELF, avec G. Friès : Angola Block 17, 1999 ;
 - TOTAL seul ou avec J. M. Champanhet : 2001, Alba Field Trip 2002, 2004 ;
 - Norsk Hydro avec Ole Martinsen : Grane Peteck Field Trip 2003 ;
 - ChevronTexaco, avec G. Friès en 2006 et 2007 ;
- Clastic injectites from numidian outcrops (ChevronTexaco) en 2007 (4 jours).

En fin j'ai également co-animé un séminaire terrain pour le :

- Comité Exploration de TOTAL avec P. Imbert (1996),
- *Geosciences Research Group* de Elf avec G. Friès (2000),
- Groupe Valorisation des Gisements de TOTAL, avec V. Delhay-Prat (2006).

Importance du travail sur le terrain

Tout au long de ces années, l'acquisition des données a toujours fait l'objet d'un soin particulier. J'ai participé à des :

- Missions à la mer,
 - Transmerrou, 1983 ; G. Pautot, IFREMER : Pautot *et al.*, 1984 ;
 - Same, 1986 ; M. Voisset, IFREMER.
- Missions de terrain,
 - Canada,
 - France,
 - Mongolie,
 - Oman : F. Guillocheau & C. Robin, GDR Marge,
 - Sardaigne,
 - Sicile,
 - Tunisie.

Expertise et évaluation de travaux

Je suis régulièrement contacté pour évaluer des projets scientifiques par des rédacteurs/éditeurs de revues scientifiques (Basin Research, Bulletin de la Société géologique de France, Geology, Geological Society of London...), par des Universités européennes, par la Commission européenne.

Liste des travaux

* une copie numérique de ces travaux est à retrouver dans le dossier « publication »

Rapports d'étude ou de projet

- BEAUDOIN B., FRIÈS G., PARIZE O., PINAULT M. (1983). – Filons sédimentaires de Sicile nord-orientale. Rapport G.I.S. GENEBASS – ARMINES-EMP, 10 p.
- BEAUDOIN B., FRIÈS G., PARIZE O. (1984). – Phénomènes de fracturation précoce dans les argiles profondes. Rapport ANDRA – ARMINES-EMP, 34 p.
- BEAUDOIN B., PARIZE O., FRIÈS G., PINAULT M., BENSALÈM, A. (1985). – Sills et dykes sédimentaires du flysch numidien de Tunisie septentrionale. Etude préliminaire du secteur de Tabarka. Rapport G.I.S. GENEBASS – ARMINES-EMP, 48 p.
- PARIZE O., BEAUDOIN B., FRIÈS G., PINAULT M. (1986). – Les filons gréseux sédimentaires : I - Exemples provenant de la série des Marnes Bleues apto-albiennes du Sud-Est de la France et de la formation oligo-miocène du Numidien de Sicile et de Tunisie. Rapport G.I.S. GENEBASS – ARMINES-EMP, 36 p.
- PARIZE O., BEAUDOIN B., FRIÈS G., PINOTEAU B. (1986). – Les filons gréseux sédimentaires : II - Des témoins privilégiés de la Dynamique de remplissage des bassins sédimentaires. Rapport G.I.S. GENEBASS – ARMINES-EMP, 34 p.

Pour Géostock

- GÉOSTOCK (1989). – Etude de faisabilité du projet Gothenburg. Analyse mécanique (coauteur).
- GÉOSTOCK (1989). – Etude de faisabilité d'un stockage cryogénique dans des argiles. Analyse mécanique (coauteur).
- PARIZE O. (1989). – Etude de faisabilité du projet Gothenburg. Notice pour l'utilisation des différents fichiers créés par VIPLEF et CHEF.
- PARIZE O. (1989). – Etude de faisabilité d'un stockage cryogénique dans les argiles. Notice pour l'utilisation des différents fichiers créés par VIPLEF et CHEF.
- PARIZE O. (1989). – Les carottes de sel de Manosque. Description détaillée avant essais.

A l'Institut français du Pétrole, pour le compte de Gaz de France

- PARAIRE, H., PARIZE, O. (1989). – Structure de Germigny-sous-Coulombs. Étude géologique des réservoirs RB (barrémien) et R1 (wealdien). Complément d'étude. Rapport Institut Français du Pétrole, n° 37 863.
- PARIZE O. (1990). – Structure de Germigny-sous-Coulombs. Comparaison entre les transmissivités calculées à partir des porosités CPI et les transmissivités déterminées par test de moyenne/longue durée dans le réservoir R1 (Wealdien). Rapport Institut Français du Pétrole, n° 37 873.
- PARIZE O. (1990). – Structure de Gournay-sur-Aronde. Étude géologique du réservoir gréseux inférieur de la couverture médiane CM séquanienne. Rapport Institut Français du Pétrole, n° 37 874.
- PARIZE O. (1990). – Structure du Senelles. Modèle géologique des niveaux-réservoirs et des formations associées (Sud du bassin de Paris - sous bassin de Sologne). Rapport Institut Français du Pétrole, n° 38 367.

- PARIZE O. (1990). – Structure de Céré-la-Ronde. Relations géométriques entre les structures de Céré-la-Ronde, Chémery et Soings-en-Sologne. Rapport Institut Français du Pétrole, n° 38436.
- PARIZE O. (1991). – Structures de Beynes - profond. Puits Orme-1D. Planches photographiques des carottes K1 et K2. Rapport Institut Français du Pétrole, n° 38 893.
- PARIZE O. (1991). – Structures de Beynes - profond. Puits Orme-1D. Principaux résultats de l'analyse des carottes K1 et K2. Rapport Institut Français du Pétrole, n° 38 894.
- PARIZE O. (1991). – Structure de Beynes - profond. Puits Orme-1D. Résultats et analyses des mesures pétrophysiques effectuées sur les carottes K1 et K2. Rapport Institut Français du Pétrole, n° 38 917.
- PARIZE O. (1991). – Structure de Beynes Profond. Etude du réservoir supérieur calcaire : R1 + C. Rapport Institut Français du Pétrole, n° 38 918.
- PARIZE O. (1991). – Structure de Germigny-sous-Coulombs. Gravimétrie de puits. Application aux puits CR12, LAS 1 et NEL1. Rapport Institut Français du Pétrole, n° 39 216.
- PARIZE O. (1992). – Structure de Gournay-sur-Aronde. Analyse des mesures pétrophysiques et estimation du rapport kh/kv sur le réservoir séquanien de SR 109. Rapport Institut Français du Pétrole, n° 39 526.
- PARIZE O. (1992). – Structure de Gournay-sur-Aronde. Analyse des mesures pétrophysiques et estimation du rapport kh/kv sur le réservoir séquanien de SR 102. Rapport Institut Français du Pétrole, n° 39 527.
- PARIZE O. (1992). – Structure de Gournay-sur-Aronde. Analyse des mesures pétrophysiques et estimation du rapport kh/kv sur le réservoir séquanien de SR 155. Rapport Institut Français du Pétrole, n° 39 558.
- PARIZE O. (1992). – Structure de Gournay-sur-Aronde. Analyse des mesures pétrophysiques et estimation du rapport kh/kv sur le réservoir séquanien de SR 156. Rapport Institut Français du Pétrole, n° 39 559.
- PARIZE O. (1992). – Structure de Gournay-sur-Aronde. Analyse des mesures pétrophysiques et estimation du rapport kh/kv sur le réservoir séquanien de SR 158. Rapport Institut Français du Pétrole, n° 39 560.
- PARIZE O. (1992). – Structure de Gournay-sur-Aronde. Analyse des mesures pétrophysiques et estimation du rapport kh/kv sur le réservoir séquanien de SR 184. Rapport Institut Français du Pétrole, n° 39 561.
- PARIZE O. (1992). – Anisotropie des perméabilités. Estimation du rapport kh/kv à partir des mesures effectuées au laboratoire sur les carottes des puits SR 102, SR 109, SR 155, SR 156, SR 158 et SR 184 de la structure de Gournay-sur-Aronde Rapport Institut Français du Pétrole, n° 39 753.
- PARIZE O. (1992). – Anisotropie des perméabilités. Estimation du rapport kh/kv à partir des mesures effectuées au laboratoire sur les carottes des puits de la structure de Cerville-Velaine. Rapport Institut Français du Pétrole, n° 39 882.
- PARIZE O. (1992). – Structure des Landes de Siougos (Landes). Modélisation géologique et hydrogéologique des réservoirs aquifères tertiaires : synthèse régionale du Paléocène à l'Oligocène inférieur. Rapport Institut Français du Pétrole, n° 40 243.
- PARIZE O. (1992). – Structure de Céré-la-Ronde. Modélisation géologique et hydrogéologique du réservoir détritique inférieur et des formations associées : sud du Bassin parisien et Sologne. Rapport Institut Français du Pétrole, n° 40 244.
- PARIZE O. (1992). – Structure de Céré-la-Ronde. Modélisation géologique et hydrogéologique du réservoir détritique inférieur et des formations associées : sud du Bassin parisien et Sologne. Rapport Institut Français du Pétrole, n° 40 245.

PARIZE O., MATHIEU, Y., MONROSE, H. (1992). – Structure des Landes de Siougos (Landes). Modélisation géologique et hydrogéologique des formations tertiaires. Synthèse régionale du Paléocène à l'Oligocène inférieur. Rapport Institut Français du Pétrole, n° 40 291.

IMBERT, P., PARIZE, O. (1993). Task Force Angola. Les turbidites du Sud-Est de la France. Application à l'exploration du Bloc 2. Rapport TOTAL.

A l'Ecole des Mines de Paris, pour le compte d'un client d'ARMINES

PARIZE O. (1993). – Les grès apto-albiens du bassin vocontien : des turbidites en bassin cratonique en affleurement 3D. Rapport TOTAL – ARMINES-EMP.

PARIZE O. (1994). – Le Gard rhodanien. Histoire géologique de l'Est du Massif central et de la vallée du Rhône. La place des Marnes apto-albiennes. Rapport d'avancement ANDRA – ARMINES-EMP n° 620 ARM94.

PARIZE O. (1994). – Le Gard rhodanien. L'histoire géologique de l'Est du Massif central et de la vallée du Rhône. Rapport final ANDRA – ARMINES-EMP n° 6BG ARM94-001.

PARIZE O. (1994). – Le Gard rhodanien Crétacé. Rapport ANDRA – ARMINES-EMP n° BRP 0ARM96-005.

PARIZE O. (1994). – Etude du Bassin Houiller du Nord et du Pas de Calais. Modèle géologique au toit du gisement houiller. Rapport Charbonnages de France (STSM) – ARMINES-EMP.

PARIZE O., BEAUDOIN, B., MERCIER, D., RENARD, D. (1994). – Géométrie du réservoir houiller (et suprahouiller) de la partie orientale du Bassin Houiller du Nord et du Pas de Calais. Cartographie au toit du gisement houiller. Modèle géologique. Rapport Charbonnages de France (STSM) – ARMINES-EMP.

IMBERT P. & PARIZE O. (1995). – Deep-water clastic reservoirs: from turbidites to massive sands. A field workshop in the SE France. Rapport TOTAL CST – ARMINES-EMP.

IMBERT P. & PARIZE O. (1996). – Deep-water clastic reservoirs: from turbidites to massive sands. A field workshop in the SE France. Rapport TOTAL CST – ARMINES-EMP.

IMBERT P. & PARIZE O. (1996). – Deep-water clastic reservoirs: from turbidites to massive sands. TOTAL ComEx field trip in the SE France. Rapport TOTAL CST – ARMINES-EMP.

IMBERT P. & PARIZE O. (1996). – A.T. Deep-water massive sands. Rapport TOTAL 40T293700.

PARIZE O. (1996). – Est de la France. Stabilité géodynamique. Quantification des faibles mouvements verticaux à l'échelle de 5 millions d'années : Cadre géodynamique de l'Est de la France. Rapport ANDRA – ARMINES-EMP n° 620 ARM96-003.

IMBERT P., PARIZE O. (1997). – Deep-water clastic reservoirs: A field course in SE France. From turbidites to massive sands. Rapport TOTAL CST – ARMINES-EMP.

PARIZE O. (1997). – Le confinement morphologique de chenaux turbiditiques apto-albiens vocontiens. Rapport EAP – ARMINES-EMP.

PARIZE O. (1997). – Quantification des corps réservoirs carbonatés : Etude des barres tidales miocènes de Provence. Rapport ARTEP – TOTAL – ARMINES-EMP.

PARIZE O., JAVAUX C., BOICHARD R. (1997). – Les barres tidales miocènes de la région de Vénasque : quantification de la géométrie des corps réservoir carbonatés. Excursion ARTEP. Rapport ARTEP – TOTAL – ARMINES-EMP.

- IMBERT P., PARIZE O. (1998). – Des Alpes à la marge africaine : l'exploration des dépôts profonds. Stage turbidites 1998. Rapport TOTAL – ARMINES-EMP.
- PARIZE O. (1998). – Quantification des corps réservoir. Etude des chenaux turbiditiques vocontiens (Sud-Est de la France). Rapport ARTEP – TOTAL – ARMINES-EMP.
- PARIZE O. (1998). – Sédimentologie et géométrie des chenaux carbonatés du Crétacé du SE de la France : inventaire des principaux affleurements de qualité montrant des chenaux à remplissage carbonaté dans le Crétacé du Sud-Est de la France. Excursion dans le bassin du SE de la France. Rapport TOTAL – ARMINES-EMP.
- ECKERT S., LALANDE S., BEAUDOIN B., PARIZE O. (1999). Analyse des réseaux de fractures. Partenariat Géosciences ARMINES/EMP/ANDRA. Rapport ANDRA – ARMINES-EMP n° D.RP.0ARM99-007/1.
- PARIZE O. (1999). – External characterization of carbonate reservoirs. Carbonate platform channel fill examples. Catalogue of some outstanding outcrops in the south-east basin (France) mainly of the Lower Cretaceous Age. Rapport TOTALFINA – ARMINES-EMP.
- PARIZE O., FRIÈS G. (1999). – Injections sableuses en environnement turbiditique. Application au Tertiaire du Bloc 17 (off shore Angola). Excursion dans le SE de la France. Rapport ELF EP – ARMINES-EMP.
- PARIZE O. & RUBINO J.-L. (1999). – Des Alpes au deep offshore : architecture des systèmes turbiditiques. Stage Turbidites 1999. Rapport TOTALFINA – ARMINES-EMP.
- RIGOLLET Ch., IMBERT P., PARIZE O. (1999). – Tertiary contourite deposits of the northeast Rockall trough. Rapport TOTAL – ARMINES-EMP.
- BESSON D., PARIZE O. (2000). – Influence de la faille de la Durance sur la répartition spatiale et temporelle des dépôts du Miocène inférieur et moyen. - Rapport TOTALFINAELF – ARMINES-EMP.
- COLSON J., PARIZE O. (2000). – Catalogue of the EC-sponsored projects related to scientific drilling. Rapport ECC – ARMINES-EMP GRANT MAS3-CT98-6334/086-0776.
- PARIZE O. (2000). – Etablissement d'une base de données d'affleurements pour des stages de sédimentologie de terrain. Résultats de la campagne d'inventaire 1999. Rapport TOTALFINA – ARMINES-EMP.
- PARIZE O. (2000). – Etude du remplissage du bassin syncompressif de Valréas et des régions avoisinantes, les bassins d'Avignon et de Carpentras (Bassin miocène rhodanien, SE France). Rapport ARTEP – TOTALFINA – ARMINES-EMP.
- PARIZE O. (2000). – Injections sableuses en environnement turbiditique. Excursion dans le bassin du Sud-Est de la France. – Rapport TOTAL – ARMINES-EMP.
- PARIZE O., FRIÈS G., IMBERT P., RUBINO J.-L. (2000). – Block 17 (off shore Angola) partners: Clastic injections in deep environment. Examples from Vocontian outcrops (SE Basin, France). Rapport ELF Exploration Angola – TOTALFINAELF – ARMINES-EMP.
- PARIZE O., RUBINO J.-L. (2000). – Des Alpes au deep off shore : architecture, faciès et stratigraphie des systèmes turbiditiques. Rapport TOTALFINAELF – ARMINES-EMP.
- RUBINO J.-L., PARIZE O. (2000). – La stratigraphie séquentielle : concepts de base. Application au Miocène rhodanien (Sud-Est de la France). Rapport TOTALFINA ELF – ARMINES-EMP.
- BEZ M., MARLOT V., PARIZE O., RUBINO J.-L., SEYVE C. (2001). – La stratigraphie séquentielle. Concept de base et applications en contexte d'avant-pays. L'Oligo-Miocène du bassin périalpin méridional. Rapport TOTALFINAELF – ARMINES-EMP.

- PARIZE O., FRIÈS G. (2001). – Rosans consortium field meeting: Clastic injections in deep environment. Examples from Vocontian outcrops (SE Basin, France). Rapport TOTALFINAELF – ARMINES-EMP.
- PARIZE O., HADJ HASSEN F. (2001). – Comportement mécanique d'un sédiment marno-calcaire au cours de son enfouissement : influence des fluides expulsés lors de la compaction. Données de terrain et approche numérique. Partenariat MINANDRA Géoprospective "Analyse de réseaux de fractures". Rapport ANDRA – ARMINES-EMP.
- PARIZE O., RUBINO J.-L. (2001). – Des Alpes au deep off shore : architecture, faciès et stratigraphie des systèmes turbiditiques. Rapport TOTALFINAELF – ARMINES-EMP.
- ALASSET P.J., PARIZE O., PERROUD H., ROUSSET D., CHAMPANHET J.-M. (2002). – Rosans project Consortium: Seismic acquisition and processing report, Phase 1: final report. Rapport TOTALFINAELF – ARMINES-EMP.
- BEZ M., MARLOT V., PARIZE O., RUBINO J.-L. et SEYVES C. (2002). La stratigraphie séquentielle. Concept de base et applications en contexte d'avant-pays. L'Oligo-Miocène du bassin périalpin méridional. Rapport TOTALFINAELF – ARMINES-EMP.
- DELOOF E., PARIZE O., CHAMPANHET J.-M. (2002). Rosans project Consortium: Rosans sand injections 3D Modelling Project Using gOcad-gOsed Tools, Phase 1: final report. Rapport TOTALFINAELF – ARMINES-EMP.
- PARIZE O. (2002). – Rosans injections consortium: Developing A 3D model of sand injection network. Rosans Consortium. Phase 1 meeting. Rapport TOTALFINAELF – NORSH HYDRO – ARMINES-EMP.
- PARIZE O. (2002). – Le bassin miocène de Valréas et son prolongement méridional. Exemple d'un remplissage sédimentaire syncompressif. Rapport ARTEP – TOTALFINAELF – ARMINES-EMP.
- PARIZE O. (2002). – Rosans project Consortium, Phase 1: final report. Rapport TOTALFINAELF – ARMINES-EMP.
- PARIZE O., CHAMPANHET J.-M., RUBINO J.-L. (2002). – ALBA joint field meeting: Clastic injections in deep marine shale formations. Examples for Vocontian outcrops (SE Basin, France). Rapport TOTALFINAELF – ARMINES-EMP.
- PARIZE O., RUBINO J.-L. (2002). – Des Alpes au deep off shore : architecture, faciès et stratigraphie des systèmes turbiditiques. Rapport TOTALFINAELF – ARMINES-EMP.
- BEZ M., MARLOT V., PARIZE O., RUBINO J.-L., SEYVES C. (2003). – La stratigraphie séquentielle. Concept de base et applications en contexte d'avant-pays. L'Oligo-Miocène du bassin périalpin méridional. Rapport TOTAL – ARMINES-EMP.
- PARIZE O., MARTINSEN O.J. (2003). – Grane Field field workshop: Clastic injectites and soft deformation features in deep-marine shale formations. Examples from Vocontian outcrops (SE Basin, France). Rapport NORSH HYDRO O&E – ARMINES-EMP.
- PARIZE O. & RUBINO J.-L. (2003). – Analyse géométrique d'un complexe injecté à l'échelle d'une maille réservoir. Exemple des injectites du Cap Saint-Anne (Formation de la Tourelle, Québec, Canada). Rapport TOTAL – ARMINES-EMP.
- PARIZE O., RUBINO J.-L. (2003). – Des Alpes au deep off shore : architecture, faciès et stratigraphie des systèmes turbiditiques. Rapport TOTAL – ARMINES-EMP.
- PARIZE O., VANDROMME R., HADJ HASSEN F., ECKERT S. (2003). – Comportement mécanique des berges lors du remplissage d'un chenal turbiditique : analyse mécanique de conditions de la fracturation précoce et de l'injection sableuse. Etat des connaissances. Rapport TOTAL – ARMINES-EMP.

- BEAUDOIN B., PARIZE O., LE CLEACH, DENNEBOUY S. (2004). – Etude de la fissuration dans les argiles : genèse, détection, conséquences. - Rapport ANDRA – ARMINES-EMP n° CRP 0ARM04-0007/1.
- BEZ M., MARLOT V., PARIZE O., RUBINO J.-L. et SEYVES C. (2004). – La stratigraphie séquentielle. Concept de base et applications en contexte d'avant-pays. L'Oligo-Miocène du bassin péri-alpin méridional. Rapport TOTAL – ARMINES-EMP.
- PARIZE O. (2004). – Analyse de la fracturation. Comportement mécanique d'un sédiment marno-calcaire : données de terrain et approche numérique. Rapport ANDRA – ARMINES-EMP.
- PARIZE O. (2004). – Vocontian clastic injectites. TOTAL Field workshop. Rapport TOTAL – ARMINES-EMP.
- PARIZE O., RUBINO J.-L. (2004). – Des Alpes au deep off shore : architecture, faciès et stratigraphie des systèmes turbiditiques. Rapport TOTAL – ARMINES-EMP.
- BEZ M., MARLOT V., PARIZE O., RUBINO J.-L. (2005). – La stratigraphie séquentielle. Concept de base et applications en contexte d'avant-pays. L'Oligo-Miocène du bassin péri-alpin méridional. Rapport TOTAL – ARMINES-EMP.
- PARIZE, O., BAILLEUL, J. (2005a). Vallées incisées à remplissage clastique du Crétacé supérieur de Provence : Secteur d'Uchaux. Compte rendu de la mission de novembre 2005. Rapport ARMINES – TOTAL.
- PARIZE, O., BAILLEUL, J. (2005b). – Les Grès d'Uchaux. Vallées incisées du Crétacé supérieur de Provence. Analyse de leur géométrie et de leur remplissage. Etude préliminaire. Rapport ARMINES – TOTAL.
- PARIZE O., F. HADJ HASSEN, R. VANDROMME (2005). – Fracturation précoce d'un sédiment marno-calcaire au cours de son enfouissement : caractérisation sismique et géomodélisation 3D. In B. BEAUDOIN coord., Fissuration dans les argiles : Genèse, détection, conséquences. Partenariat MINANDRA "Fissuration". Rapport ANDRA – ARMINES-EMP RP.ARM04.0007.
- PARIZE O., RUBINO J.-L. (2005). – Des Alpes au deep off shore : architecture, faciès et stratigraphie des systèmes turbiditiques. Rapport TOTAL – ARMINES-EMP.
- PARIZE O., VITTORI J. (2005). – Les injectites gréseuses du flysch numidien. Caractéristiques géométriques et relations avec l'encaissant. Rapport TOTAL – ARMINES-EMP.
- PARIZE, O., VITTORI, J., RUBINO, J.-L. (2005a). – Les filons gréseux sédimentaires. Bilan des études d'analogues terrain. Rapport ARMINES – TOTAL.
- PARIZE, O., VITTORI, J., RUBINO, J.-L. (2005b). – Les filons gréseux sédimentaires. Synthèse des affleurements et règles de modélisation. Rapport ARMINES – TOTAL.
- BAILLEUL, J. DELHAYE-PRAT, V., PARIZE, O. (2006a). – Synthèse sédimentologique de la Formation des sables bitumineux du McMurray, gisement de l'Athabasca, Alberta (Canada). Faciès, corps sédimentaires et architecture stratigraphique. Rapport Préliminaire. Rapport ARMINES – TOTAL.
- BAILLEUL, J. DELHAYE-PRAT, V., PARIZE, O. (2006b). – Facies/depositional processes and sedimentary bodies of the bitumen bearing McMurray Formation (Athabasca, Canada). Rapport ARMINES – TOTAL.
- BEZ M., MARLOT V., PARIZE O., RUBINO J.-L. (2006). – La stratigraphie séquentielle. Concept de base et applications en contexte d'avant-pays. L'Oligo-Miocène du bassin péri-alpin méridional. Rapport TOTAL – ARMINES-EMP.
- DUJONCQUOY, E., MULDER, T., PARIZE, O., SALLES, T. (2006). – Etude de la variabilité sédimentologique des lobes turbiditiques des Grès d'Annot. Exemple du secteur du Lauzanier. Rapport TOTAL – CNRS-Université Bordeaux 1 – ARMINES-EMP.

- PARIZE, O., FRIÈS, G., with the collaboration of B. BEAUDOIN, A. MASCLE, D. MERCIER (2006). – 14K/A-IMI Unit – Lianzi Field Development Group. 2006 Vocontian Field Workshop. Clastic injectites and deep water turbiditic depositional systems. Examples from Vocontian outcrops, Western Alps, SE France. Rapport ARMINES – CHEVRONTEXACO.
- PARIZE O., RUBINO J.-L. (2006). – Des Alpes au deep off shore : architecture, faciès et stratigraphie des systèmes turbiditiques. Rapport TOTAL – ARMINES-EMP.
- PARIZE, O., RUBINO, J.-L. (2006). – TOTAL UK. 2006 Vocontian Field-Trip. Proximal “Tabular” Turbidite Systems. Rapport ARMINES – TOTAL.
- RUBINO, J.-L., VITTORI, J., PARIZE, O. (2006). – Geoscience orientation seminar. Field trip. Rapport ARMINES – TOTAL.
- PARIZE, O. (2007). – Block 14 New Field Development Team. 2007 Numidian Workshop in Tunisia. clastic injectites and deep water turbiditic depositional systems. Examples from numidian outcrops, Northern Tunisia. Rapport ARMINES – CHEVRONTEXACO.
- PARIZE, O., FRIÈS, G., with the collaboration of B. BEAUDOIN, D. MERCIER (2007). – Tombua – Landana Team. 2007 Vocontian Field Workshop. Clastic injectites and deep water turbiditic depositional systems. Examples from Vocontian outcrops, Western Alps, SE France. Rapport ARMINES – CHEVRONTEXACO.
- PARIZE O., RUBINO J.-L. (2007). – Des Alpes au deep off shore : architecture, faciès et stratigraphie des systèmes turbiditiques. Rapport TOTAL – ARMINES-EMP.

Thèse et mémoires de recherche

- PARIZE O. (1985). – Etude d’une portion de la bordure orientale du rift oligo-miocène sarde. Région de Dolianova – Ussana, province de Cagliari. Rapport Option Géologie Ecole nationale supérieure du Pétrole et des Moteurs, 197 p., en dépôt à la bibliothèque de l’Ecole des Mines de Paris.
- * PARIZE O. (1988). – Sills et dykes gréseux sédimentaires : paléomorphologie, fracturation précoce, injection et compaction. - Thèse Doct. "Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires", 1988, ENSMP-Univ. Lille I. Mém. Sc. de la Terre, n° 7, E.N.S.M.P., Paris, 333 p.
- PARIZE, O., FIET, N. (1998). – La variabilité du Vraconnien dans le bassin du Sud-Est de la France par l’analyse et la synthèse des éléments chronostratigraphiques concernant la couche argileuse du Gard rhodanien et des formations encaissantes pour des implications paléogéographiques régionales. Rapport EMP.

Communications orales ou posters

- BEAUDOIN B., FRIÈS G., PARIZE O., PINAULT M. (1984). – Fracturation précoce en Sicile nord-orientale : les sills et dykes sédimentaires numidiens. 5ème Congrès. Européen de Sédimentologie, Marseille, p. 49-50.
- BEAUDOIN B., FRIÈS G., PARIZE O., PINAULT M. (1984). – Exemples de fracturation précoce dans des massifs argileux. Journée sur les Argiles, E.M.P., Livre des Résumés, p. 21-22.
- PAUTOT, G., COUTELLE, A., GUENNOC, P., LYBERIS, N., AUCLAIR, G., BERTHELOT, F., DUFRIEN, N., PARIZE, O. (1984). – Découverte d’une nouvelle fosse à saumures, sédiments métallifères et appareil volcanique central en Mer Rouge. 10^{ème} Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Bordeaux, Société géologique de France Editeur, p. 485.

- BEAUDOIN B., FRIÈS G., PARIZE O., PINAULT M. (1985). – Sedimentary sills and dykes: characters and modes of the sand injection in fractured shaly massifs. 6th European Regional Meeting of Sedimentology, Lleida, p. 34-37.
- BEAUDOIN B., FRIÈS G., PARIZE O., PINOTEAU B. (1985). – Mesures directes et indirectes des taux de compaction. Réunion "Compaction, pression-dissolution", A.S.F., Paris, Résumés.
- PARIZE O., BEAUDOIN B. (1986). – L'orientation des filons sédimentaires : un outil pour les reconstitutions morpho-tectoniques des bassins sédimentaires. 11ème Réun. Sci. Terre, Clermont-Ferrand, Résumés, p. 144.
- PARIZE O., BEAUDOIN B., BUROLLET P.F., COJAN I., FRIÈS G., PINAULT M. (1986). – Fracturation précoce et dynamique des dépôts dans le Numidien de Sicile et de Tunisie. Réun. spéc. SGF-SGI "Océans", Villefranche, Résumés, p. 81-82.
- BEAUDOIN B., EL MAHERSSI C., PARIZE O., PINAULT M. (1987). – Quelques observations sur les dépôts gréso-conglomératiques du Flysch Numidien de Tunisie. 8th I.A.S. Regional Meeting of Sedimentology, Tunis, Abstracts, p. 61-62.
- PARIZE O., BEAUDOIN B., FRIÈS G., PINAULT M. (1987). – Filons gréseux dans le Numidien (Sicile, Tunisie). 8th I.A.S. Regional Meeting of Sedimentology, Tunis, Abstracts, p. 396-397.
- BEAUDOIN B., BUROLLET P.F., COJAN I., EL MAHERSSI C., FRIÈS G., PARIZE O., PINAULT M. (1987). – Les grès numidiens de Tunisie. 8th I.A.S. Regional Meeting of Sedimentology, Tunis, Abstracts, p. 59-60.
- BEAUDOIN B., COJAN I., FRIÈS G., JOSEPH P., MAILLART J., MERCIER D., PARIZE O., PINAULT M., PINOTEAU B., TRUYOL V. (1987). – Compaction-décompaction. 1er Congr. Français de Sédimentologie, A.S.F., Paris, Livre des Résumés, p. 44-45.
- BEAUDOIN B., FRIÈS G., PARIZE O., PINAULT M. (1987). – Les filons gréseux sédimentaires. 1er Congr. Français de Sédimentologie, A.S.F., Paris, Livre des Résumés, p. 46-47.
- PARIZE O. (1988). – Les sills et les dykes gréseux sédimentaires : des injections sableuses contrôlées par le dépôt d'épandages turbiditiques de haute densité. 12ème RST, Univ. Lille, Sc. de la Terre, 27-29 Avril, p. 107.
- JOSEPH P., BEAUDOIN B., FRIÈS G., PARIZE O. (1989). – Tectonique distensive et vallées sous-marines du Crétacé vocontien (S. E. France). 2ème Congr. Français de Sédimentologie, A.S.F., Paris, Publication ASF, n° 10, p. 159-160.
- PARIZE, O. (1989). – Les filons gréseux sédimentaires : marqueurs des limites de séquences dans les séquences turbiditiques. *Strata*, ser. 1, vol. 5, p. 5-7.
- PARIZE O. (1989). – Mise en évidence du contrôle structural de la sédimentation turbiditique dans le domaine vocontien (Bassin du Sud-Est de la France). Discussion sur l'origine diapirique de la paléoride de Vaucluse (Haute-Alpes, France). 2ème Congr. Français de Sédimentologie, A.S.F., Paris, Publication ASF, n° 10, p. 225-226.
- PARIZE, O., SAVOYE, B., SAHABI, M., COCHONAT, P. (1989). – Observation d'un réseau en tresse, d'origine sous marine, de chenaux en tresse sur le fond de la tête du canyon sous-marin du Var (Nice, France). Origine et implications. 2ème Congr. Français de Sédimentologie, A.S.F., Paris, Publication ASF, n° 10, p. 227-228
- BEAUDOIN B., PARIZE O. (1989). – Differential mechanical behaviour during diagenesis and compaction in an alternating marl-limestone formation. 10th IAS Reg. Meet. on Sedimentology, Budapest, abstracts, p. 18-19.
- PARIZE O., BEAUDOIN B. (1989). – Measurement of compaction ratio from sedimentary clastic sills and dykes. - Réunion I.A.S. "Compaction-Decompaction of sediments". March 30-31th, Paris, Livre des résumés, p. 24-25.

- RUBINO, J.-L., PARIZE O. (1989). – Caractéristiques des systèmes turbiditiques silico-clastiques apto-albiens du bassin vocontien (SE de la France) : position séquentielle – comparaison avec l'actuel. 2ème Congr. Français de Sédimentologie, A.S.F., Paris, Publication ASF, n° 10, p. 253-254.
- IMBERT P., CHAIX M., OLAUSSEN S., PARIZE O., RUBINO J.-L. (1995). – Deep water massive sands : sedimentological characters from subsurface data, with special reference to reservoirs from the North Sea. IAS 16th Reg. Meet. of Sedimentology, 5ème Congr. Français de Sédimentologie-ASF, Book of Abstracts, Publication ASF, Paris, n° 22, p. 81.
- PARIZE O., IMBERT P., RUBINO J.-L. (1995). – Upper Aptian deep water turbidites of the Vocontian Basin (South East France) : an outcrop analogue for deep water massive sandstones in the North Sea. IAS 16th Reg. Meet. of Sedimentology, 5ème Congr. Français de Sédimentologie-ASF, Book of Abstracts, Publication ASF, Paris, n° 22, p. 116.
- RUBINO J.-L., IMBERT P., PARIZE O. (1995). – Shelf to basin facies relationship on a ramp setting : the Albian sandstones of the Vocontian basin (South-East France). IAS 16th Reg. Meet. of Sedimentology, 5ème Congr. Français de Sédimentologie-ASF, Book of Abstracts, Publication ASF, Paris, n° 22, p. 129.
- SULLIVAN, M., IMBERT, P., PARIZE, O. (1995). – Deep-water sedimentation in the Tertiary Section of the West of Shetlands area: Modelisation and analogues. Offshore Europe, 5-8 september 1995, Abstract.
- MULDER, T., SAVOYE, B., SYVITSKI, J.P.M., PARIZE, O. (1996). – Hyperpycnal Flows at the Head of the Var Canyon. Evidences from Hydrological Records and Geological Observations. Applied Geosciences Conference, Warwick University, UK, 15-18th april 1996.
- MULDER, T., SAVOYE, B., SYVITSKI, J.P.M., PARIZE, O. (1996). – Hyperpycnal Flows at the Head of the Var Canyon. Evidences from Hydrological Records and Geological Observations. Annual meeting of British Sedimentological Research Group, Dublin, 14-17th december 1996.
- BEAUDOIN, B., PARIZE, O., FIET, N. (1997). Stratigraphie de l'Albien et calibrage de la série de Marcoule. Journées Scientifiques ANDRA – CNRS 1997, Bagnols sur Cèze. Atlas des posters, p. 18-19.
- IMBERT P., PARIZE O., RUBINO J.-L., SULLIVAN M. (1997). – Les sables massifs profonds (2). Pourquoi massifs ? Une histoire de vannage et de liquéfaction. 6ème Congr. Fr. Sédimentologie, Montpellier, Publ. ASF, Paris, n° 27, p. 143-144.
- PARIZE O., FIET N., CARON M., FRIÈS G., LATIL J.-L., RUBINO J.-L., BIZON G., BIZON J.J. (1998). – Calibrage par ammonites des zones à foraminifères planctoniques de l'Albien supérieur. Implications. RST98 Brest, Soc. géol. France, Résumés, p. 171.
- PARIZE O., IMBERT P. et RUBINO J.-L. (1997). – Les sables massifs profonds : un modèle à l'affleurement : l'Apto-Albien du bassin vocontien (SE France). 6ème Congr. Fr. Sédimentologie, Montpellier, Publ. ASF, Paris, n° 27, p. 213-214.
- PARIZE O., MERCIER D., BEAUDOIN B., RENARD D. (1997). – Caractérisation du toit du gisement houiller du Nord et du Pas-de-Calais. "L'après-charbon", Conf. Mondiale sur le Développement durable des anciens pays charbonniers, Lille, 2 p.
- PARIZE O., RUBINO J.-L., JAVAUX C. (1997). – Architecture et géométrie des corps tidaux bioclastiques comblant les paléovallées miocènes au Sud-Est du Bassin de Carpentras. 6ème Congr. Fr. Sédimentologie, Montpellier, Publ. ASF, Paris, n° 27, p. 215-216.
- RUBINO J.-L., PARIZE O., JAVAUX C., LAPORTE-GALLA C., DELHAYE-PRAT V., CLAUZON G., FONTA O. (1997). – Modalités de la transgression miocène à la

- périphérie du bassin de Carpentras. 6ème Congr. Fr. Sédimentologie, Montpellier, Publ. ASF, Paris, n° 27, p. 239-240.
- BEAUDOIN B., BRULHET J., FIET N., FRIÈS G., PARIZE O. (1998). – Stratigraphie de la série silto-gréseuse du Gard rhodanien. RST98 Brest, Soc. géol. France, Résumés, p. 70.
- CALLEC Y., PARIZE O., SAVOYE B., IMBERT P. (1998). – Comparison between outcrops (Annot sandstones in Annot and Lauzanier areas) and modern sedimentation (Var submarine canyon) for siliciclastic turbiditic system. “Stratcon ‘98” SEPM-IAS Conf. “1998 Strata and sequences on shelves and slopes”, Catane, Program and Abstract volume, 1 p.
- IMBERT P., MOUËZY A., PARIZE O. (1998). – Post burial deformation of clastic series, mechanisms and impact on reservoir geometry. EAGE/AAPG 3rd Res. Symposium 1998 on Developing and Managing Turbidite Reservoirs, Almeria, p. A024.
- FIET N., BEAUDOIN B., PARIZE O. (1998). – Calibrage chronologique de la série silteuse de Marcoule. RST98 Brest, Soc. géol. France, Résumés, p. 114.
- FIET N., BEAUDOIN B., PARIZE O. (1998). – Black shales : a high resolution earth pacemaker for time scale recalibration. Example of the Albian of Umbria-Marche basin (central Italy). 15th Int. Sediment. Congr., IAS, Alicante, p.335-336.
- FIET N., BEAUDOIN B., PARIZE O. (1998). – Les black shales : un outil chronostratigraphique haute résolution permettant la recalibration d’échelles de temps : exemple de l’Albien. 2ème Congr. français de Stratigraphie “Strati 2000”, Paris, Soc. géol. France/C.F.S., Poster, Résumés, p. 79.
- MULDER T., SAVOYE B., PIPER D.J.W. O. PARIZE, SYVITSKI J.P.M. (1998). – Hyperpycnal plumes associated with various sediment transport processes at the mouth of the Var river (French Mediterranean). Their importance in the sedimentary record. “Stratcon ‘98” SEPM-IAS research conference “1998 Strata and sequences on shelves and slopes”, Sicily, 1998 september 14-17th, Program and Abstract volume, 1 p.
- PARIZE O. (1998). – Sandy injections associated with deep-water massive sands in the Vocontian domain (south-east of France) : evidence for syndepositional injection. Conf. “Sediment transport and deposition by particulate gravity currents”, Univ. Leeds, Poster, Programme and Abstract Volume, p. 82.
- PARIZE O., IMBERT P., RUBINO J.-L. (1998). – An outcrop contribution to knowledge of deep-water massive sands : the Vocontian model. Conf. “Sediment transport and deposition by particulate gravity currents”, Univ. Leeds, Poster, Programme et Abstract Volume, p. 83.
- PARIZE O., IMBERT P., RUBINO J.-L. (1998). – Stratigraphical organisation of deep water massive sands and associated facies at outcrop (Apto-albian clastic deposits of South-East France) : the vocontian model. “Stratcon ‘98” SEPM-IAS Research Conference “1998 Strata and sequences on shelves and slopes”, Catane, 1 p.
- PARIZE O., RUBINO J.-L., JAVAUX C., FONTA O., CLAUZON G. (1998). – Large scale valley fill complexes along the Western margin of the Alpine foreland : the example of Miocene Carpentras basin (SE France). 15th Int. Sediment. Congr. IAS Alicante, Abstracts, p. 601-603.
- PARIZE O., VIANA A.R., FAUGÈRES J.C., IMBERT P., RUBINO J.-L. (1998). – Stratigraphical organisation of upper slope deposits of passive margin : comparison between outcrop (Apto-Albian clastic deposits of Southeast France) and modern sedimentation (Campos basin, Brazil). “Stratcon ‘98” SEPM-IAS Research Conference “1998 Strata and sequences on shelves and slopes”, Catane, Program and Abstract volume, 1 p.

- RUBINO J.-L., PARIZE O., JAVAUX C., FONTA O., GLAUZON G. (1998). – Stratigraphical organisation of large scale valley fill complexes along the Southwestern Margin of the Alpine foreland. “Stratcon ‘98” SEPM-IAS Research Conference “1998 Strata and sequences on shelves and slopes”, Catane, Program and Abstract volume, 1 p.
- PARIZE O., CALLEC Y., RUBINO J.-L. (1999). – Le Miocène moyen et supérieur du bassin de Valréas (SE, France) : faciès et organisation stratigraphique. 7ème Congrès Fr. Sédimentologie, Nancy, Livre des Résumés, Publ. ASF, Paris, n° 33, p. 249-250.
- ROBIN C., GUILLOCHEAU F., LE SOLLEUZ A., BLANCK R., GORICAN S., RAZIN P., PARIZE O., MARCOUX J., BECHENNEC F. (2000). – Les systèmes turbiditiques de la paléomarge téthysienne de l’Oman. - R.S.T. 2000, Paris, avril 2000, Livre des résumés, p. 223.
- BESSON D., PARIZE O., COLSON J. (2001). – Quantitative geometric analysis of incised-valley systems : the paleo-valleys of Saumane and Fontaine-de-Vaucluse (Miocene Carpentras Basin, SE France). – IAS 2001, 21st Meeting, Davos, Abstracts and Programme, p. 79-80.
- BESSON D., PARIZE O. (2001). – Analyse géométrique quantitative d’un système de vallées incisées : les paléovallées miocènes de Saumane et de Fontaine-de-Vaucluse (Bassin de aval, SE France). 8ème Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 36, Poster, p. 47/1.
- DEXCOTE Y., RUBINO J.-L., PARIZE O., CLAUZON G. (2001). – Le Miocène de basse Provence : stratigraphie, architecture et faciès des séquences de dépôt autour des paléoreliefs pyrénéo-provençaux. 8ème Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 36, Poster, p. 99.
- ECKERT S., FOUQUET C. DE, PARIZE O., BEAUDOIN B., TROUILLER A. (2001). – Stochastic simulations of clastic sill and dyke networks. Int. Conf. "Origin, Processes and effects of Subsurface Sediment Mobilisation on reservoir to regional scale", Gent, Abstract Book, p. 30.
- ECKERT S., PARIZE O., HADJ-HASSEN F., TIJANI M., BEAUDOIN B., HOTEIT N. (2001). – Numerical simulation of the early fracturation in a heterogeneous shaly/limy massif. Int. Conf. "Origin, Processes and effects of Subsurface Sediment Mobilisation on reservoir to regional scale", Gent, Abstract Book, p. 8.
- PARIZE O., BEAUDOIN B., ECKERT S., FRIÈS G., HADJ HASSEN F., IMBERT P. (2001). – Clastic injections associated to channelized massive turbiditic infills : lessons from outcrop analysis (Vocontian basin, SE France). Petroleum Group of the Geological Society Meeting, "Petroleum geology of deepwater depositional systems. Advances in understanding 3D Sedimentary architecture, London.
- PARIZE O., CALLEC Y., CHAMPANHET J.-M., FRIÈS G., IMBERT P., LAURENCE D., RIGOLLET C. (2001). – From sandy-shaly mixtures to clastic sills and dykes : typology from outcrop and subsurface examples. Int. Conf. "Origin, Processes and effects of Subsurface Sediment Mobilisation on reservoir to regional scale", Gent, Abstract Book, p. 29.
- PARIZE O., ECKERT S., FRIÈS G., SCHNEIDER S. (2001). – Clastic injections associated to channelized massive turbiditic infills : lessons from outcrop analysis (Vocontian basin, SE France). Int. Conf. "Origin, Processes and effects of Subsurface Sediment Mobilisation on reservoir to regional scale", Gent, Abstract Book, p. 7.
- REYNAUD J.-Y., PARIZE O., RUBINO J.-L., DALRYMPLE R., TOUSSAINT G. (2001). – Les carbonates clastiques du bassin miocène d’Uzès (Molasse rhodanienne, SE France). 8ème Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 36, Poster, p. 301.

- RIGOLLET C., PARIZE O., DATTILO P., IMBERT P., GEISS B., SULLIVAN M. (2001). – The post-depositional seismic architectural elements and the diagenetic event recorded by the Opal-CT horizon. Int. Conf. "Origin, Processes and effects of Subsurface Sediment Mobilisation on reservoir to regional scale", Gent, Abstract Book, p. 9.
- * RIGOLLET C., IMBERT P., PARIZE O., DATTILO P., GEISS B., SULLIVAN M. (2001). – Giant hummocks in deep-water marine sediments: a post-depositional architectural element genetically associated with Opal-CT diagenetic front. Int. Conf. "Origin, Processes and effects of Subsurface Sediment Mobilisation on reservoir to regional scale", Gent, Abstract Book, p. 19.
- RUBINO J.-L., FRIÈS G., PARIZE O. (2001). – Meandering *versus* laterally : lesson from Aptian sandstones of Southeast France. IAS 2001, 21st Meeting, Davos, Abstracts and Programme, p. 197.
- BESSON D., PARIZE O., RUBINO J.-L. (2002). – La paléovallée à remplissage burdigalien de Lourmarin-Buoux-Courrennes : implications stratigraphique et paléogéographique (Bassin d'Apt, S. E. de la France). Strati 2002, 3ème Congr. Français de Stratigraphie, Lyon, p. 48-49.
- PARIZE O., BEAUDOIN B., ECKERT S., HADJ HASSEN F., HOTEIT N., SCHNEIDER F., TROUILLER A. (2002). – Mechanical behaviour of an heterogeneous shaly/limy sediment : quantitative analysis of early deformation. Int. Meet. on "Clays in natural and engineered barriers for radioactive waste confinement", Andra, Reims, Abstracts, Poster, 1 p.
- RUBINO J.-L., DEXCOTÉ Y., PARIZE O. (2002). – Rapid lateral facies changes in retrograding and prograding. Lower Miocene system tracts in Provence. Strati 2002, 3ème Congr. Français de Stratigraphie, Lyon, Poster, p. 203-204.
- RUBINO J.-L., FRIÈS G., PARIZE O., DAUPHIN L., FERRY J.-N., FIET N. (2002) Modernité de la notion d'étage chronostratigraphique de d'Orbigny à nos jours (partie II): Analyse séquentielle de l'Aptien et de l'Albien du Sud-Est de la France. Colloque d'Orbigny.
- BESSON D., PARIZE O., DALRYMPLE R.W. REYNAUD J.-Y., RUBINO J.-L. (2003). – Evolution et dynamique des vallées incisées, à remplissage biodétritique, du Miocène inférieur périalpin. Une alternative au modèle silico-clastique. 9ème Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 38, p. 52-53.
- BESSON D., PARIZE O., RUBINO J.-L., CLAUZON G., DALRYMPLE R.W., JAMES N., REYNAUD J.-Y. (2003). – Les systèmes de vallées incisées (IVS) du Miocène en relation avec l'évolution du bassin d'avant-pays alpin du SE de la France. 9ème Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 38, p. 54-55.
- FERRY J.-N., BABONNEAU N., PARIZE O., MULDER T., RAILLARD S. (2003). – Nature, origine et évolution du canyon sous-marin du fleuve Congo, approche morphosédimentaire. 9ème Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 38, p. 195-196.
- FERRY, J.-N., MULDER, T., PARIZE, O., RAILLARD, S. (2003). – Equilibrium profile in deep-water turbidite systems: effect of local physiographic changes on the nature of sedimentary process and deposits geometries. "Slope 2003", Process and deposits geometries, Submarine slope systems: Processes, Products and Prediction. IAS Conference, Liverpool, Abstract volume, p. 28.
- FERRY J.-N., MULDER T., PARIZE O., RAILLARD S. (2003). – Changements physiographiques et ajustements sédimentaires : profil d'équilibre dans les systèmes turbiditiques profonds. 9ème Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 38, p. 197-198.

- GUILLOCHEAU F., RAZIN P., ROBIN C., BECHENNEC F., BLANCKE R., BRAULT N., BROUCKE O., CASTELLTORT S., DABARD M.-P., DEWEVER P., DROMARD G., GORICAN S., LASSEUR E., LE SOLLEUZ A., MARCOUX J. METAIS E., METIVIER F., MULDER T., PARIZE O., PERON S., ROGER J., ROUSSEAU M., SERRANO O., SCHNEIDER J.-L., TOULLEC R. (2003). – Systèmes turbiditiques carbonatés anciens : géométries, facteurs de contrôles. Le cas de la paléomarge téthysienne omanaise. 9ème Congrès français de Sédimentologie, Bordeaux, 14-16 octobre 2003, Livre des résumés, Publication A.S.F., Paris, n° 38, p. 249.
- LABOURDETTE R., PARIZE O., CHAMPANHET J.-M., DELOOF E., PERROUD H., RAPPIN D., ROUSSET D. (2003). – Représentation 3D d'un réseau d'injections sableuses à l'aide de GOSED. 9ème Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 38, p. 287-288.
- PARIZE O., CHAMPANHET J.-M., DELOOF E., LABOURDETTE R., PERROUD H., RAPPIN D., ROUSSET D. (2003). – Un modèle 3D d'injections sableuses à partir de données de terrain et de sismique terrestre très haute résolution : l'exemple des dykes et des sillons gréseux sédimentaires de Rosans (Hautes Alpes, SE France). 9ème Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 38, p. 386-387.
- PARIZE O., BESSON D., RUBINO J.-L. (2003). – Dans le bassin miocène rhodano-provençal, l'ampleur de l'érosion fluviale à la base du Miocène moyen est-elle relevable d'une seule amplification tectonique ? 9ème Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 38, p. 384-385.
- PARIZE O., BULOT L., FIET N., FRIÈS G., LATIL J.-L., RUBINO J.-L. (2003). – L'Aptien-Albien du bassin du Sud-Est de la France : une approche intégrée et pluridisciplinaire dans le temps et l'espace. Conférence "Bassins créacés de France et d'Europe occidentale", Soc. géol. France, Livre des Résumés, p. 55-59.
- PARIZE O., FRIÈS G., RUBINO J.-L. (2003). – Organisation stratigraphique de la sédimentation gravitaire sur une marge passive : l'exemple de l'Apto-Albien du bassin du Sud-Est de la France. 9ème Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 38, p. 388-389.
- RODRIGO G., PIERRE A., GRELAUD C., FRABOULET J., RUBINO J.-L., CIBAJ I., TEMPLE F., RAZIN P., PARIZE O. (2003). – Les complexes de "chenaux-levées" de la série turbiditique des grès de Champsaur. 9ème Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 38, p. 434-435.
- RUBINO J.-L., BORGOVINI R., CORNEE J.J., DESCOTÉ Y., GUY L., PARIZE O. (2003). – Comportement de l'épaulement d'une chaîne de montagnes au développement d'un bassin sédimentaire : résultats d'un modèle 2D inverse sur les données de stratigraphie. 9ème Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 38, p. 442-443.
- PARIZE, O., FRIÈS, G., IMBERT, P., RUBINO, J.-L. (2004). – The Vocontian slope deposits (SE France): a useful tool to better analyse subsurface data in passive margin setting. In O. Martinsen Ed. Deep water sedimentary systems of Arctic and North Atlantic margins. Abstracts and proceedings of the Geological Society of Norway, vol. 3, p. 44-45
- BESSON D., CLAUZON G., PARIZE O., RUBINO J.-L., SUC J.-P. (2005). – La quantification de la déformation à l'aide de repères stratigraphiques et géomorphologiques : exemple du Miocène rhodano-provençal. 10ème Congrès Fr. Sédimentologie, Presqu'île de Giens, Livre des résumés, 2005, Publ. ASF, Paris, n° 51, p. 26.
- BESSON D., PARIZE O., RUBINO J.-L. (2005). – Les réseaux fluviaux miocènes : le trait physiographique majeur du bassin molassique rhodano-provençal (BRPM). 10ème

- Congrès Fr. Sédimentologie, Presqu'île de Giens, Livre des résumés, 2005, Publ. ASF, Paris, n° 51, p. 27.
- BESSON D., PARIZE O., RUBINO J.-L., AGUILAR J.P., AUBRY M.P., BEAUDOIN B., BERGGREN W.A., CLAUZON G., CRUMEYROLLE P., DEXCOTE Y., FIET N., IACCARINO S., JIMENEZ-MORENO G., LAPORTE-GALAA C., MICHAUX J., VON SALIS K., SUC J.P., REYNAUD J.Y., WERNLI R. (2005) Successive Miocene Alpine incised valley networks (SE France): tectonic and stratigraphic implications on biostratigraphic correlations. 12th Congress R.C.M.N.S. "Patterns and Processes in the Neogene of the Mediterranean Region ». 6-11 Sept. 2005, Vienna Program, Abstracts & Participants
- CRUMEYROLLE P., PARIZE O., RUBINO J.-L. (2005). – Réconciliation des problèmes d'échelle et de terminologie en stratigraphie séquentielle : les apports méconnus de la géomorphologie en sismique 3D. 10ème Congrès Fr. Sédimentologie, Presqu'île de Giens, Livre des résumés, 2005, Publ. ASF, Paris, n° 51, p. 70.
- FIET N., QUIDELLEUR X., PARIZE O., BULOT L.G., GILLOT P.-Y. (2005). – Calibration of the Hauterivian-Albian time scale combining radiometric data and orbital tuning. 10ème Congrès Fr. Sédimentologie, Presqu'île de Giens, Livre des résumés, 2005, Publ. ASF, Paris, n° 51, p. 127.
- FIET N., QUIDELLEUR X., PARIZE O., GILLOT P.-Y. (2005). – Proposition of an alternative lower Cretaceous time scale combining glauconitic radiometric data and Milankovitch cyclicity. 7th International Symposium on the Cretaceous, Neuchâtel, sept. 2005., Abstracts, p. 80.
- MULDER T., CALLEC Y., JOSEPH P., ROBIN C., SCHNEIDER J.-L., SALLES T., ALLARD J., FERGER B., BONNEL C., CREMER M., DUCASSOU E., DUJONCQUOY E., GAUDIN M., HANQUIEZ V., MARCHES E., PARIZE O., TOUCANNE S., ZARAGOSI S. (2005). – Le système de lobes du Lac du Lauzanier, Grès d'Annot France. 10ème Congrès français de Sédimentologie, Giens, 11-13 octobre 2005, Livre des résumés, Publication ASF, Paris, n° 51, p. 221.
- PARIZE O., BULOT L.G., FIET N., FRIÈS G., LATIL J.-L., RUBINO J.-L., VIANA A. (2005). – Subalpine Aptian-Albian deposits (SE France): Time and space integrated multidisciplinary approach. Symposium : "Les événements aptiens-turonien du Supermagnétochron (120-90 MA) : enregistrements géologiques, biologiques, géodynamiques et géochimiques ». Grenoble, 21 au 23 Avril 2005
- PARIZE O., BULOT L.G., FIET N., FRIÈS G., LATIL J.-L., RUBINO J.-L., VIANA A. (2005). – Litho- bio- chronostratigraphy on the Aptian – Albian Subalpine palaeomargin: An example of time and space integrated multidisciplinary approach. 7th-9th September 2005, Neuchâtel. [ISC7-7th International Symposium on the Cretaceous](#)
- PARIZE O., MULDER T., LONDEIX L., BESSON D., CAHUZAC B., GILLY Y., RUBINO J.-L. (2005). – Analyse faciologique et séquentielle préliminaire des stratotypes historiques du Miocène inférieur. 10ème Congrès Fr. Sédimentologie, Presqu'île de Giens, Livre des résumés, 2005, Publ. ASF, Paris, n° 51, p. 228.
- RUBERT Y., MATTHEWS J., PARIZE O., RUBINO, J.-L., PODEVIN, J.-L. (2005). – Etude géochimique des cheminées d'émission gazeuse de l'Apto-Albien du bassin vocontien. Implications sur les systèmes pétroliers. - 10ème Congrès Fr. Sédimentologie, Presqu'île de Giens, Livre des résumés, 2005, Publ. ASF, Paris, n° 51, p. 266.
- RUBINO J.-L., HADDADI N., CLAUZON G., PARIZE O., NAILI H. (2005). – La ria pliocène d'Alger : morphologie et architecture du remplissage. - 10ème Congrès Fr.

- Sédimentologie, Presqu'île de Giens, Livre des résumés, 2005, Publ. ASF, Paris, n° 51, p. 267.
- TAKASHIMA R., NISHI H., BULOT L.G., FIET N., FRIÈS G., PARIZE O. (2005). – The Aptian and Albian series of the Vocontian basin (SE France) and Hokkaido (Japon): comparison of the litho-, bio- and chronostratigraphy. Symposium : “Les événements aptiens-turonien du Supermagnétochron (120-90 MA) : enregistrements géologiques, biologiques, géodynamiques et géochimiques » Grenoble – 21-23 Avril 2005.
- VANDROMME, R., PARIZE, O., HADJ-HASSEN F., TIJANI M., BEAUDOIN B., SCHNEIDER F., TROUILLER A. (2005). – Modelling of the mechanical behaviour of a shaly sediment during burial taking account porfluid effect linked to compaction. In ANDRA ed. Clay in natural & engineered barriers for radioactive waste confinement, Tours, P/THMN/38, p. 763.
- VANDROMME, R., PARIZE, O., VITTORI, J., ONAISIA A. (2005). – Behavior modelling of a shaly sediment : sandy injection and hydraulic fracture. Euroconférence on Rock Physics and Geomechanics, Integration and application to reservoir and repositories, Oléron 2005. Abstract book, p. 82.
- VIANA, A, PARIZE, O., FAUGÈRES J.C. , IMBERT P. , RUBINO J.-L. (2005). – Sandy contourites of Apto-Albian series of the Vocontian basin (SE France): a comparison with modern Upper slope contourites of Campos basin, Brazil. Bottom current-controlled marine sedimentary deposits session. GeoItalia 2005, Quinto Forum Italiano di Scienze della Terra. Book of Abstracts. Spoleto 21-23 September, Italy, Invited Paper.
- BESSON D., CLAUZON G., PARIZE O., RUBINO J.-L., SUC J.-P. (2006). – L'enregistrement de la déformation post-rift en Provence à l'aide de marqueurs stratigraphiques et géomorphologiques. Colloque GDR Marges, Université Paris 6, Paris, 28-30 mai 2006.
- MULDER T., CALLEC Y., JOSEPH P., ROBIN C., SCHNEIDER J.-L., SALLES T., ALLARD J. FERGER B. BONNEL C., CREMER M., DUCASSOU E., DUJONCQUOY E., GAUDIN M., HANQUIEZ V, MARCHES E., PARIZE O., TOUCANNE S., ZARAGOSI S. (2006). – Les dépôts de lobes turbiditiques du lac du Lauzanier (Ubaye). Colloque GDR Marges, Université Paris 6, Paris, 28-30 mai 2006.
- MULDER TH., SYVITSKI, J.P.M., SAINT-ONGE G., DUCASSOU E., MIGEON S., CALLEC Y., PARIZE O., MILLIMAN J.D., ZARAGOSI S. (2006). – Courants de turbidité et dépôts de crues dans les environnements marins profonds. Réunion des Sciences de la Terre, Dijon, 4-8 décembre 2006.
- MULDER T., SYVITSKI, J.P.M, SAINT-ONGE G., DUCASSOU E., MIGEON S., MILLIMAN J.D., SAVOYE B., ZARAGOSI S., CALLEC Y., PARIZE O. (2006). – Flood-generated turbidity currents and turbidites in ancient and recent environments. Meeting of the Geol. Soc. of America, Philadelphie, 22-25 octobre 2006, Invited Paper.
- PARIZE, O. (2007). – Typologie des hétérogénéités associées au remplissage de chenaux turbiditiques. 11ème congrès Français de Sédimentologie, Caen, Publ. ASF, Paris, n° 57, p. 239.
- PARIZE O., P.-Y. DESCOTE, WERNLI, R., BESSON D., CLAUZON G., RUBINO J.-L. (2007). – Implications stratigraphiques, sédimentologiques, paléogéographiques de la reconnaissance des paléovallées incises dans la série miocène du bassin molassique rhodano-provençal. 11ème congrès Français de Sédimentologie, Caen, Publ. ASF, Paris, n° 57, p. 238.
- RUBINO, J.-L., BESSON, D., CAMY-PEYRET, J., CLAUZON, G., FRIÈS, G., PARIZE, O. (2007). - Y-a-t-il des Manifestations Diapiriques dans le bassin Provençal. Conférence au Collège de France, CEREGE, juin 2007, Conférence invitée.

- MULDER T., PARIZE O., BOURGET J., DUJONCQUOY E., GRELAUD K., JERMANNAUD P., JOANNE C., PICARD M., MARCHES E., MIGEON S., MAS V., RAZIN P., SALLES T., SCHREIBER D., ZARAGOSI S. (2007). – La partie orientale des Grès d'Annot : Les systèmes de Contes et Peira-Cava. 11ème congrès Français de Sédimentologie, Caen, Publ. ASF, Paris, n° 57, p. 227.
- MULDER T., SYVITSKI, J.P.M, SAINT-ONGE G., DUCASSOU E., MIGEON S., CALLEC Y., PARIZE O., MILLIMAN J.D., ZARAGOSI S. (2007). – Courants de turbidité et dépôts de crues dans les environnements marins profonds. 11ème congrès Français de Sédimentologie, Caen, Publ. ASF, Paris, n° 57, p. 228.

Conférences sur invitation

- PARIZE, O., IMBERT, P., FRIÈS, G., RUBINO, J.-L. (2003). – The Vocontian Injectites. TOTAL, Injectites Workshop, Pau, April 2003, Invited Paper.
- PARIZE, O., FRIÈS, G. (2004). – Architecture and geometry of clastic injectite network and their feeder: the example of the Vocontian Aptian Albian massive sands (SE France). FORCE, Sandstone Injection Workshop, Stavanger, April 2004, Invited Paper.

Communications soumises à comité de lecture

- JOSEPH P., BEAUDOIN B., FRIÈS G., PARIZE O. (1988). – Tectonic Control of Cretaceous gravity deposits and submarine Valleys in the subalpine basin, French Western Alps. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., vol. 72/8, p. 1008.
- PARIZE O., BEAUDOIN B. (1988). – Clastic dykes and sills from Numidian Flysch (Sicily and Tunisia), Sandy injection related to a high-density turbidity deposit. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., vol. 72/8, p. 1018.
- IMBERT P., PARIZE O., RUBINO J.-L. (1995). – Massive “turbidite” sandstones in the Vocontian Basin (South-East of France); an analogue “Blocky floor Fan” Reservoirs. AAPG Int. Conf., Nice. AAPG Bull., vol. 79, n° 8, p. 1191-1258.
- RUBINO J.-L., CLAUZON G., PARIZE O., BESSON D. (2000). – Miocene valley filled network in the Rodhanian-Provencal basin. Influence of the Alpine forebulge. EAGE "Geology and Petroleum Geology of the Mediterranean and Circum-Mediterranean Basins", Octobre 2000, St-Julians, Malta, 4 p.
- PARIZE O., IMBERT P. (2001). – Sand sills and dykes: typology from outcrop and subsurface examples. AAPG Annual Meeting Denver, Colorado, June 3-6. AAPG Bulletin, Vol. 85, no. 13. (Supplement)
- PARIZE O., IMBERT P., FRIÈS G., RUBINO, J.-L. (2001). – The Vocontian Basin of SE France: from Sandy Shelf to Sand-rich Turbidite Systems in a "Passive Margin" Setting with a Mobile Substratum. AAPG Annual Meeting Denver, Colorado, June 3-6. AAPG Bulletin, Vol. 85, no. 13. (Supplement)
- BESSON D., PARIZE O., RUBINO J.-L. (2002). – 3D representation of incised-valleys systems in foreland basin : the key to understand tectonics and eustatics interactions on depositional sequence (Western Alps, France). – SEPM Research Conference “Incised valleys, images and processes”, Casper (WYO), p. 10.
- BEAUDOIN B., BRULHET J., DENNEBOUY S., PARIZE O., TROUILLER A. (2003). – Early fracturation in argillaceous massifs and related carbonate transfer. Workshop “Stabiliby and buffering capacity of the geosphere for long term isolation of radioactive waste : application to argillaceous media”, OECD Nuclear Energy Agency, Braunschweig, Abstracts, p. 139-143.

- BESSION D., PARIZE O., RUBINO J.-L. (2003). – Miocene Incised-Valleys System (IVS) related to Western Alps foreland basin evolution (Southeast France Basin). AAPG Annual Meet., Salt Lake City, p. A14.
- PARIZE O., ROUSSET D., DELOOF E., CHAMPANHET J.-M., PERROUD H., RAPPIN D. (2003). – A 3-D model of sand injectite network from outcrop and shallow high resolution seismic data : the Rosans clastic sills and dykes field example (Southeast France). AAPG Annual Meet., Salt Lake City, p. A132.
- RUBINO J.-L., PARIZE O., CLAUZON G., DEXCOTÉ Y., BESSION D., BORGOVINI R., CORNÉE J.J. (2003). – Use of depositional sequences within the Second Order Neogene Transgressive-Regressive Cycle to constrain Provence Basin (S-E France) geodynamic evolution. AAPG Congr., Barcelone, Paper n° 82930
- RUBINO J.-L., PARIZE O., DEXCOTÉ Y., SOUDET H., BORGOVINI R., CORNÉE J.J. (2003). – Expressions of forced regressions and sequence boundaries in the Miocene of Provence (Southeast France Basin). AAPG Annual Meet., Salt Lake City, p. A148.
- DALRYMPLE, R., BESSION, D., PARIZE, O., JAMES, N., RUBINO, J.-L. (2004). – A Scheldt-like, Incised-valley Estuarine Deposit in the Miocene of SE France. In Jesper Bartholdy & Jørn Bjarke Torp Pedersen eds Tidalites 2004, Copenhagen, pp. 41-44: http://www.geogr.ku.dk/tidalites/tidalites_abstract.pdf
- PARIZE O., FRIÈS G., RUBINO J.-L., BULOT L.G., IMBERT P., FIET N., LATIL J.-L. (2004). – Middle Cretaceous Deep-Water Vocontian Deposits (SE France): an Alternative Upper Slope Sedimentation Model. 2004 AAPG Annual Convention, Dallas, Avril 2004.
- BESSION, D., PARIZE, O., DALRYMPLE, R.W., JAMES, N., REYNAUD, J.-Y., RUBINO, J.-L. (2005) Huge Foreland Basin Incised-Valleys Systems (IVSs) as Witnesses of Compressional Stages: Case Study of the Western Alps Foreland Basin, Southeast France. AAPG conference Paris
- RUBINO J.-L., HADDADI N., CLAUZON G., PARIZE O., NAILI H. (2005). – Algiers Pliocene Ria : a messinian canyon filled by Gilbert Delta complexes : a preliminary analysis. – 2nd North African/Mediterranean Petroleum and Geosciences Conf. And Exhibition, EAGE, “Algeria 2005”, “Pre-Cambrian to Pliocene, Challenge, Ideas & Opportunities. What next ? “ Alger, 4 p.
- BAILLEUL, J., DELHAYE-PRAT, V., PARIZE, O. (2006). – Facies analysis and architectural elements within a fluvio-estuarine sedimentary system: the lower Cretaceous bituminous sandstones of the MacMurray Formation, Alberta (Canada). SPE 103000-PP. Extended abstract.
- DALRYMPLE, R.W., REYNAUD, J.-Y., BESSION, D., PARIZE, O., RUBINO J.-L., JAMES, N.P. (2006). – Topographic Control on the Architecture of High-energy, Carbonate, Incised-valley Fills in the Miocene of SE France. AAPG Annual Meeting, Houston.
- LABOURDETTE R., BAILLEUL J., DELHAYE-PRAT V., PARIZE O. (2007). – Architectural Elements of the Fluvio-Estuarine MacMurray Formation, Alberta (Canada). London 2007, 69th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2007.

Publications dans une revue à comité de lecture

- BEAUDOIN B., FRIÈS G., PARIZE O., PINAULT M. (1985). – L'origine des injections sableuses : les sills et les dykes albiens du Ravin de la Baume, Bevons (Alpes de Haute-Provence). C. R. Acad. Sc. Paris, II, t. 301, n° 6, p. 407-410.

- BEAUDOIN B., PARIZE O., FRIÈS G., PINAULT M., BENSALÈM H. (1986). – Sills et dykes sédimentaires du Flysch Numidien de Tunisie septentrionale. *Trav. de Géol. Tunis.*, n° 52, 51 p.
- PARIZE O., BEAUDOIN B., BUROLLET P.F., COJAN I., FRIÈS G. (1986). – La provenance du matériel gréseux numidien est septentrionale (Sicile et Tunisie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 303, II, n° 18, p. 1671-1674.
- PARIZE O., BEAUDOIN B. (1986). – Les filons gréseux sédimentaires du flysch numidien des régions de Tabarka (Tunisie) et de Geraci Siculo (sicile) : fracturation précoce et paléomorphologie. *Réun. spéc. SGF-SGI "Océans", Villefranche-sur-mer. Mém. spéc. Soc. géol. France, Soc. géol. Italie*, vol. 36, p. 243-253, 8 fig.
- PARIZE O., BEAUDOIN B. (1987). – Les filons gréseux du Numidien dans leur cadre paléomorphologique (Sicile et Tunisie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 304, II, n° 3, p. 129-134.
- JOSEPH P., BEAUDOIN B., FRIÈS G., PARIZE O. (1989). – Les vallées sous-marines enregistrent au Crétacé inférieur le fonctionnement en blocs basculés du Domaine Vocontien. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 309, sér. II, p. 1031-1038.
- SCHNEIDER F., PARIZE O. (1989). – Détermination d'une loi de compaction pour la tranche superficielle des sédiments (0-400 m) par l'utilisation des filons gréseux sédimentaires : approche théorique. *Compaction law from sandstone dykes (from the sea floor to a depth of 400 meters): mathematical approach. Bull. Soc. géol. France*, t. V, n° 4, p. 869-873
- * MULDER T., SAVOYE B., SYVITSKI J.P.M., PARIZE O. (1997). – Des courants de turbidité hyperpycnaux dans la tête du canyon du Var ? Données hydrologiques et observations de terrain. *Oceanologica Acta*, vol. 20, n° 4, p. 607-626.
- PARIZE O., FIET N., CARON M., LATIL J.-L., FRIÈS G., BIZON G., BIZON J.J. (1998). – Calibrage par ammonites des zones à foraminifères planctoniques de l'Albien supérieur du bassin du Sud-Est de la France. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 326, n° 6, p. 433-438.
- PARIZE O., BEAUDOIN B., FRIÈS G. (1999). – Deep-water massive sands : facies, processes and channel geometry in the Numidian Flysch, Sicily - comment. *Sediment. Geol.*, vol. 127, p. 111-118.
- COLSON, J., PARIZE, O. (2000). – EUR 18768 – Catalogue of the EC-sponsored projects related to scientific drilling. G. OLLIER, J. GARNISH, M. LOMBARDINI, J.-Y. CLAVEZ, M. KITCHENER Eds, Luxembourg, 418 p.
- FIET N., BEAUDOIN B., PARIZE O. (2001). – Lithostratigraphic analysis of Milankovitch cyclicity in pelagic Albian deposits of central Italy: implications for the duration of the stage and substages. *Cretaceous Research*, vol. 22, p. 265-275.
- * FRIÈS G., PARIZE O. (2003). – Anatomy of ancient passive margin slope systems: Aptian gravity-driven deposition of the Vocontian palaeomargin, Western Alps, South-East France. *Sedimentology*, vol. 50, p. 1231-1270.
- * PARIZE O., FRIÈS G. (2003). – The Vocontian clastic dykes and sills: a geometric model. - In "Subsurface sediment mobilization", Van Rensbergen P., Hillis R.R., Maltman A.J., Morley C.K. Eds. *Soc. Geol. London, Spec. Publ. n° 216*, p. 51-71.
- * FERRY, J.-N., BABONNEAU, N., MULDER, T., PARIZE, O., RAILLARD, S. (2004). – Morphogenesis of Congo submarine canyon and valley: implication about the theories of the canyons formation. *Geodinamica Acta*, vol. 17, p. 241-251.
- * FERRY, J.-N., MULDER, T., PARIZE, O., RAILLARD, S. (2005). – Concept of equilibrium profile in deep-water turbidite systems: effect of local physiographic changes on the nature of sedimentary process and the geometry of deposits. In Hodgson

- D.M., Flint, S.S. Eds, Submarine slope systems: Processes and Product. Soc. Geol. London, Spec. Publ. n° 244, p. 181-193.
- * FERRY, J.-N., PARIZE, O., MULDER, T., RAILLARD, S. (2005). – Sedimentary architecture and growth pattern of turbidites systems in distal part of a median fan; example of the Upper Miocene sedimentary sequence of the Lower Congo basin. *Geodynamica Acta*, vol. 18, n° 2, p. 145-152.
 - * BESSON D., PARIZE O., RUBINO J.-L., AGUILAR J.P., AUBRY M.P, BEAUDOIN B., BERGGREN W.A., CLAUZON G., CRUMEYROLLE P., DEXCOTÉ Y., FIET N., IACCARINO S., JIMÉNEZ-MORENO G., LAPORTE-GALAA C., MICHAUX J., VON SALIS K., SUC J.P., REYNAUD J.Y, WERNLI R. (2005). – Un réseau fluvial d'âge Burdigalien terminal dans le Sud-Est de la France : remplissage, extension, âge, implications. *C. R. Geoscience*, t. 337, p. 1045-1054.
 - * PARIZE O., FIET N., FRIÈS G., IMBERT, P. LATIL J.L, RUBINO J.-L., VIANA A. (2005). – “Depositional dynamics of glaucony-rich deposits in the Lower Cretaceous of the Nice arc, southeast France” [*Cretaceous Research* 25 (2004) 179-189]. *Discussion Cretaceous Research*, vol. 26, p. 726-730.
 - * FIET, N., QUIDELLEUR, X., PARIZE, O., BULOT, L.G., GILLOT, P.-Y. (2006). – Lower Cretaceous stage durations combining radiometric data and orbital chronology: Towards a more stable relative time scale? *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 246, p. 407-417.
 - * REYNAUD J.-Y., DALRYMPLE R.W., VENNIN E., PARIZE O., BESSON D., RUBINO J.-L. (2006). – Topographic Controls on Production and Deposition of Tidal Cool-Water Carbonates, Uzès Basin, SE France. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 76, no. 1, p. 117-130.
 - * PARIZE O., BEAUDOIN B., CHAMPANHET J.-M., FRIÈS G., IMBERT P., LABOURDETTE R., PATERNOSTER B., RUBINO J.-L., SCHNEIDER F. (2007). – A Methodological Approach of Clastic Injectites: From Field Analysis to Seismic Modelling. Examples of the Vocontian Aptian and Albian Injectites (Southeast France). In A. Hurst & J. Cartwright, eds, *Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production*, AAPG memoir 87, p. 173-183.
 - * PARIZE O., BEAUDOIN B., ECKERT S., FRIÈS G., HADJ-HASSEN F., SCHNEIDER F., SU K., TIJANI M., TROUILLER A., FOUQUET C. DE, VANDROMME R. (2007). – The Vocontian Aptian and Albian Syndepositional Clastic Sills and Dykes: a Field-based Mechanical Approach to Predict and Model the Early Fracturing of Marly / Limy Sediments. In A. Hurst & J. Cartwright, eds, *Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production*, AAPG memoir 87, p. 163-173.
- BULOT, L.G., DAUPHIN, L., BEAUDOIN, B., PARIZE, O., FRIÈS, G., FIET, N., LATIL, J.L. (in press). – Integrated litho- and biostratigraphy of the Aptian succession of the Vocontian Basin (SE France): proposal of a new ammonite scale. *Cretaceous Research*.
- * PARIZE, O., MULDER T., CAHUZAC B., FIET N., LONDEIX, L., RUBINO J.-L. (in press) – Sedimentology and sequence stratigraphy of Aquitanian and Burdigalian stratotypes in the Bordeaux area (SW France). *C. R. Géosciences*.

Articles soumis

- FIET N., QUIDELLEUR X., PARIZE P., FRIÈS G., BULOT L.G. – Cyclostratigraphy and chronology of the Aptian stage recorded in the Vocontian basin (S-E France): Implication for the Geological Time Scale. *Geological Society of London Bulletin*.
- MOCOCHAIN, L., BIGOT, J.-Y., CLAUZON, G., BELLIER, O., PARIZE, O., MONTEIL, P. – Internal and external geodynamic manifestations of the Messinian Salinity Crisis

on a carbonate Mesozoic platform: the lower Ardèche River (Rhône mid valley).
Geomorphology.

- * PARIZE O., AGUILAR J.P., BESSON D., CLAUZON G., CRUMEYROLLE P., RUBINO J.-L. (2003) – Commentaire de l'article de Renaud Couëffé et Olivier Maridet, Découverte de deux gisements à micromammifères du Burdigalien supérieur dans la Molasse Marine du bassin de Digne (Alpes de Haute-Provence, SE Fr) : Implications stratigraphiques et tectoniques, *Eclog. Géol. Helv.*, 96 (2), p. 197-207, *Eclog. Géol. Helv.*

Publications dans d'autres revues

BEAUDOIN B., FRIÈS G., PARIZE O., PINAULT M. (1985). – Exemples de fracturation précoce dans des massifs argileux. In R. ANDRÉ-JÉHAN, B. BEAUDOIN Eds., *Journée sur les Argiles, Mémoire Sciences de la Terre Ecole des Mines de Paris*, volume hors collection, p. 95-108.

- * BEAUDOIN B., COJAN I., FRIÈS G., MAILLART J., PARIZE O., PINOTEAU B., PINAULT M., TRUYOL V. (1987). – Mesure directe de la compaction dans les sédiments. *Genebass, Notes et Mémoires CFP*, n° 21, chap. 11, p. 235-247.

- * PARIZE O., BEAUDOIN B., FRIÈS G., PINAULT M., PINOTEAU B. (1987). – Les filons gréseux sédimentaires. *Genebass, Notes et Mémoires CFP*, n° 21, chap. 10, p. 211-233.

PARIZE O., ECKERT S., HADJ HASSEN F., BEAUDOIN B., SU K., HOTEIT N., TROUILLER A. (2001). – Analyse quantitative de la fracturation précoce de massifs argileux. Prédicativité sur la présence des réseaux. In B. BEAUDOIN & A. TROUILLER Eds *Journée MINANDRA, Partenariat Ecole des Mines/ANDRA, Livre des Résumés*, p. 5-9.

PARIZE O., SCHNEIDER F., ECKERT S., HADJ HASSEN F., BEAUDOIN B., TROUILLER A. (2002). – La fracturation précoce des massifs argileux : quel rôle pour la compaction ? In B. BEAUDOIN & A. TROUILLER Eds *Journée MINANDRA 2002, Ecole des Mines/ANDRA, Livre des Résumés*, p. 9-12.

PARIZE O., BESSON D. (2003). – Emboîtement/déboîtement de réseaux fluviaux successifs au Miocène : implications sur l'histoire géodynamique de l'Ouest européen. In B. BEAUDOIN & A. TROUILLER Eds *Journée MINANDRA 2003, Ecole des Mines/ANDRA, Livre des Résumés*, p. 31-34.

PARIZE O., BEAUDOIN B., CHAMPANHET J.-M., TROUILLER A., VANDROMME R. (2004). – La déformation précoce des massifs argileux : compaction, fracturation et transfert de fluides. Données de terrain. In B. BEAUDOIN & A. TROUILLER Eds *Journée MINANDRA 2004, Partenariat Andra-Ecole des Mines de Paris-Armines, Paris, 6 février 2004*, p. 13-18.

PARIZE O., CHAMPANHET J.-M., DELOOF E., FRIÈS G., IMBERT P., LABOURDETTE R., RUBINO J.-L. (2004). – Modélisation 3D d'un réservoir sableux complexe : architecture et géométrie d'un réseau d'injectites sableuses et de leur corps nourricier. L'exemple des Grès clansayésiens de Rosans (Hautes-Alpes, France). *L'Hydrocarbure, Revue de l'Association des Ingénieurs diplômés de l'ENSPM*, vol. 230, p. 14-18.

VANDROMME R., HADJ HASSEN F., PARIZE O., BEAUDOIN B., SU K. (2004). Approche physique de la fracturation précoce d'un sédiment argileux au cours de l'enfouissement. In B. BEAUDOIN & A. TROUILLER Eds *Journée MINANDRA 2004, Partenariat Andra-Ecole des Mines de Paris-Armines, Paris, 6 février 2004*, p. 10-12.

- PARIZE, O. (2007). – Les Baronnies, bibliothèque à ciel ouvert ! Pour comprendre la complexité du « deep off-shore ». Le Lien Mines Paris Tech, n° 131, juillet 2007, p. 6.
- FRIÈS, G., PARIZE, O. (sous presse). – La carrière de Montmou (Vaucluse) accueille les sédimentologues de l'Ecole des Mines de Paris.
- * PARIZE, O., FRIÈS, G., IMBERT, P., RUBINO, J.-L. (sous presse). – Les boules de grès du Diois et des Baronnies. Terres Voconces.

Supports pédagogiques

- GUILLOCHEAU, F., PARIZE, O., RUBINO, J.-L. (1999). – La stratigraphie séquentielle : concepts de base et application au Miocène rhodanien (bassins d'Avignon-Carpentras et de Valréas). UPA livret de stage.
- PARIZE, O., FIET, N. (2003). – Analyse stratigraphique d'un bassin d'avant-pays en domaine de plate-forme marine : le remplissage miocène du bassin de Valréas. Analyse de faciès, Application de la stratigraphie séquentielle, Relations entre tectonique et sédimentation. Support de stage IDES Université Paris Sud-Orsay.
- BESSON, D., CLAUZON, D., PARIZE, O., SÉBRIER, M. (2004). – La moyenne Durance : tectonique, sédimentation et hydrogéologie. In BEAUDOIN, B., DEGOUTTE, G., PARIZE, O., SÉBRIER, M. Coord., La moyenne Durance : évolution d'une rivière alpine depuis le Miocène. Livret guide d'excursion, Ecole doctorale Géosciences et ressources naturelles.
- PARIZE, O., RUBINO, J.-L. (2004). – Stage de Valréas. Eléments de stratigraphie séquentielle et de sédimentologie. Cours 3A, département des Sciences de la terre et de l'Environnement, Ecole des Mine de Paris.
- PARIZE, O., RUBINO, J.-L. (2006). – Eléments de sédimentologie et de stratigraphie séquentielle appliquée au bassin miocène de Valréas. Cours 3A, département des Sciences de la terre et de l'Environnement, Ecole des Mine de Paris.

Livrets guide d'excursion

- * PARIZE O., RUBINO J.-L., BESSON D. (2001). – Architecture et organisation interne de corps sablo-bioclastiques en remplissage de complexes de vallées incisées dans le bassin miocène d'Avignon-Carpentras. Colloque International "Anatomie des corps carbonatés", Livret guide excursion, TotalFinaElf - Ecole des Mines de Paris, mai 2001, 40 p. Disponible sur le site WEB de l'ASF : http://www.epoc.u-bordeaux.fr/ASF/editions/Anatomie_corps_carbonates.pdf
- * PARIZE O. (2001). – Sand injections in deep-marine shale formations. Examples from Vocontian outcrops (SE Basin, France). Post-meeting field trip in the Vocontian basin (SE France). 14-15th September 2001. International Conference on "Origin, process and effects of Subsurface sediment mobilisation on reservoir to regional scale", Gent. Publ. A.S.F., Paris, n° 35. Disponible sur le site WEB de l'ASF : http://www.epoc.u-bordeaux.fr/ASF/editions/Livre_35.pdf
- * RUBINO J.-L., PARIZE O., CLAUZON G., SUC J.-P. Eds (2002). – Le Néogène du bassin d'avant-pays rhodano-provençal. Excursion pré-congrès « Strati2002 », 6, 7 et 8 juillet 2002, co-animée par D. BESSON, G. CLAUZON, R. COUËFFÉ, Y. DEXCOTÉ, S. FERRY, G. JIMENEZ, L. MOCOCHAIN, O. PARIZE, J.-L. RUBINO, J.-P. SUC, B. TESSIER. Livret guide, 165 p. Disponible sur le site WEB de l'ASF : http://www.epoc.u-bordeaux.fr/ASF/editions/Strati_2002.pdf

FIET, N., FRIÈS, G., GARDIN, S. PARIZE, O. (2005). – The Albian sedimentary record of the Vocontian basin (SE France), Post-Leg ODP 210 meeting excursion guide, Sisteron, 29-30th August 2005. 26 p.

* PARIZE O., RUBINO J.-L. Eds (2005) Les systèmes oligo-miocènes carbonatés et clastiques de Basse-Provence. Des témoins de l'évolution géodynamique de la marge provençale et du bassin d'avant-pays alpin. Animée par David BESSON, Rémi BORGOVINI, Gilles CONESA, Jean-Jacques CORNÉE, François DEMORY, Yann DEXCOTÉ, Cédric DUVAIL, Françoise GALLONI, Paul LE STRAT, Philippe MÜNCH, Julien OUDET, Olivier PARIZE, Jean-Yves REYNAUD, Jean-Loup RUBINO, 10^{ème} congrès Association des Sédimentologues Français, Livret Guide Excursions E8 / E9, 170 p. Disponible sur le site WEB de l'ASF : http://www.epoc.u-bordeaux.fr/ASF/editions/Livre_53.pdf

Liste de diffusion

R. André-Jéhan	1 exemplaire
B. Beaudoin	1 exemplaire
J.-C. Chermette	1 exemplaire
R. Dalrymple	1 exemplaire
J. Dercourt	1 exemplaire
G. Friès	1 exemplaire
F. Guillocheau	1 exemplaire
H. Posamentier	1 exemplaire
Université Rennes 1	3 exemplaires
Ecole des mines de Paris	3 exemplaires
AREVA NC	2 exemplaires
O. Parize	2 exemplaires
J.-L. Rubino	1 exemplaire
A.-M. & B. Parize	1 exemplaire

Ce document, volume I : texte et volume II : figures,
a été imprimé par

PHOTOLABO HASSLER
4 rue Dancourt
77300 Fontainebleau
Téléphone : 33 (0)1 64 22 24 39
Courriel : hassler@wanadoo.fr