Les grands traits de l'histoire géologique de la France (métropolitaine)

Version 3.1

Jean–François Moyen
jfmoyen@wanadoo.fr

Février 2005

Préface

Le document que vous avez sous les yeux est la quatrième édition de ce texte, que j'ai développé pendant plus de 5 ans, et qui n'est sans doute pas terminé.

La toute première version (version 0) date du printemps 1997. A cette époque, peu après la sortie de la 6eme édition de la carte géologique de France au 1/1 000 000, des étudiants de la prépa CAPES de Clermont–Ferrand sont venus me voir, et me demander si je pouvais leur présenter cette nouvelle carte ; ils avaient en tête, en particulier, une leçon de CAPES intitulée "les grands traits de la géologie de la France à partir de la carte au 1/1 000 000". En quelques heures, j'ai assemblé quelques dizaines de figures et une dizaine de pages de texte en style télégraphique, en regroupant quelques idées générales.

A la rentrée suivante, en Septembre 1997, Bernard Barbarin et moi avons décidé que, vu l'importance de la géologie de la France au concours, il était utile de diffuser ce texte auprès des étudiants de façon plus systématique. Je l'ai donc remis en forme, en intégrant les figures dans le texte, en compilant la liste de cartes qui se trouve à la fin, et en rédigeant le texte en Français — et pas en style télégraphique. Ce document (version 1) était distribué avant une séance de TP sur la géologie de la France, les étudiants étant sensé l'avoir parcouru pour n'avoir plus qu'à chercher les traces de cette histoire sur la carte lors du TP.

Cette formule a assez bien marché ; mais elle a aussi mis en évidence que des pans entiers de géologie manquaient à ce texte, en particulier tout ce qui concernait l'histoire sédimentaire, et la formation des grands bassins. Avec quelques corrections typographiques et de forme, c'est la principale addition à la version 2, qui fût diffusée dans les mêmes conditions à la rentrée 1998. Nous l'avons ensuite utilisé en 1999 et 2000, et re-imprimé sans modifications.

Ce document a ensuite pris son autonomie ... les étudiants se le sont passé et repassé, indépendamment du TP ; je suis moi même parti pour d'autres lieux, ou j'ai diffusé ce document à des étudiants, sans pour autant leur faire de séance associée. Pour finir, à Lyon à Noël 2003, j'ai décidé de prendre le temps de le remettre en forme ; toutes les figures ont été scannées ou redessinées, le texte porté sous LaTeXet un fichier pdf correspondant a été crée, quelques corrections mineures de formes ont été apportées. La liste des cartes disponibles au concours a été rajoutée en annexe. C'est la version 4, qui atteint maintenant 86 pages, que vous avez entre les mains ou sur votre écran. Peu après, je l'ai mis à disposition sur mon site web. La version 3.1 (février 2005) n'a vu aucun ajout autre que la présente préface.

Malgré cette histoire, ce document porte encore la marque de ses origines. Il est plus ou moins basé sur la carte de France au 1/ 1 000 000 (6e édition), à laquelle il est souvent fait référence ; il s'adresse principalement à des étudiants de prépa CAPES ou agreg. Sa rédaction reste par endroit squelettique, et c'est un héritage des parties pour lesquelles je jugeais que c'était moins important dans l'optique du concours, ou que l'information était plus facile d'accès pour les étudiants, ou encore que la carte au 1/1 000 000 n'était que peu éclairante sur cette question. En revanche, d'autres passages sont très développés, soit qu'ils traitent de points peu présents dans la littérature "CAPES" de l'époque, soit qu'ils répondent directement à des questions qu'on m'a posé à l'époque.

De façon générale, ce document trahit mes préoccupations scientifiques et mes préférences : géologie interne, magmatisme et métamorphisme, domaines profonds. Je m'en justifie en

disant que les informations relevant de la sédimentologie et plus généralement de la géologie externe sont facilement accessibles dans la littérature, et que de bonnes synthèses ont été publiées avec ces présupposés : mon texte serait donc moins utile sur ces aspects.

Soyez donc avertis de ces préjugés, et bonne lecture !

Jean-François Moyen

Table des matières

Introduction 7

1 Les reliques Icartiennes 9

2 La chaîne Cadomienne 11
- 2.1 Formations en présence . . . 11
- 2.2 Evolution de la chaîne . . . 13
- 2.3 Le problème de la vergence de la chaîne . . . 13

3 La chaîne hercynienne française 17
- 3.1 Généralités sur la chaîne hercynienne . . . 18
  - 3.1.1 Zonéographie . . . 18
  - 3.1.2 Structure d'ensemble . . . 18
  - 3.1.3 Géodynamique . . . 20
- 3.2 Les zones internes de la chaîne hercynienne : le Massif Central Français (MCF) 21
  - 3.2.1 Un empilement de nappes métamorphiques . . . 21
  - 3.2.2 Des granitoïdes plus jeunes . . . 23
  - 3.2.3 Des sédiments tardifs . . . 23
- 3.3 L'histoire thermique hercynienne . . . 25
  - 3.3.1 L'histoire précoce de la chaîne . . . 25
  - 3.3.2 L'histoire méso-varisque : chevauchements et métamorphisme associé 25
  - 3.3.3 Les phénomènes tardifs d'extension et le démantelement de la chaîne 26
- 3.4 Les zones externes . . . 31
  - 3.4.1 Le domaine des "nappes cristallines" . . . 31
  - 3.4.2 Les nappes externes . . . 31
- 3.5 Les lambeaux hercyniens dans les chaînes Alpines . . . 31

4 L'histoire téthysienne 33
- 4.1 Les mouvements des plaques au Mésozoïque et la situation de l'Europe . . . 33
  - 4.1.1 L'ouverture de la Téthys . . . 33
  - 4.1.2 L'ouverture de l'Atlantique central . . . 37
  - 4.1.3 Ouverture de l'Atlantique Nord . . . 40
- 4.2 Les bassins sédimentaires Francais . . . 43
  - 4.2.1 Le Bassin Parisien . . . 43
  - 4.2.2 Le bassin du Sud-Est . . . 46
  - 4.2.3 Le bassin aquitain . . . 48
- 4.3 Synthèse paléogéographique . . . 50

5 L'histoire Alpine s.s. 53
- 5.1 Géodynamique . . . 53
- 5.2 Zonéographie de la chaîne alpine . . . 53
  - 5.2.1 Les bassins molassiques périphériques . . . 55
  - 5.2.2 La zone Dauphinoise . . . 55

5.2.3 La zone Briançonnaise (et sub–Briançonnaise) 55
5.2.4 La zone (Liguro–)Piémontaise 55
5.2.5 La zone austro-alpine 55
5.2.6 La plaîne du Pô 55
5.3 Histoire tectono-métamorphique 56
5.3.1 Zones internes 56
5.3.2 Les chaînes sub-alpines et le Jura 59
5.3.3 Les bassins molassiques 60
5.4 Modèles de formation des Alpes 60
5.4.1 Les modèles classiques “subduction — collision” 60
5.4.2 Les problèmes du modèle classique 61
5.4.3 Les failles à Chemenda et la moulinette à Polino 61

6 Les autres structures alpines (au sens large) 65
6.1 Les chaînes précoces : la chaîne pyrénéo-provencale 65
6.1.1 Les Pyrénées 65
6.1.2 La Provence 68
6.1.3 Le Languedoc 68
6.1.4 Histoire de la chaîne pyrénéo-provençale 69
6.2 le rift péri-Alpin (ou rift Ouest-européen) 70
6.2.1 Cadre général 70
6.2.2 L’exemple du Massif Central 70
6.2.3 Modèle d’évolution 75
6.3 L’ouverture du bassin Ligure 77

7 Le quaternaire en France 79

Bibliographie 81

Cartes 83

Introduction

Attention aux problèmes de perspectives ! Dans ce texte on décrit dans le même espace des événements d'une durée très variable : depuis les 200 Ma de l'histoire hercynienne, jusqu'au 10 Ma du rifting Tertiaire. Piège classique en géologie, on a toujours plus à dire sur les événements récents (mieux documentés, plus lisibles, et aussi étudiés depuis toujours par les géologues alors que le socle ne commence à être compris que depuis 20 ans...) Ce texte est à utiliser avec la carte de France au 1 000 000 (6ème édition) sous les yeux.

NB : les subdivisions temporelles s'utilisent soit comme un nom propre et prennent alors une majuscule ("...au Permien"), soit comme un adjectif, sans majuscule ("...des dépots permiens").

Chapitre 1

Les reliques Icartiennes

Dans le Nord de la Bretagne, quelques reliques dispersées (fig. 1.1) de gneiss migmatitiques (orthogneiss, n °1 pour la carte au 1 000 000). Datés à 2,1—2,3 Ga, on utilise aussi (localement) le terme “Penthévrien”. Même age que des épisodes connus dans tout le Gondwana (orogénèse eburnéenne en Afrique).

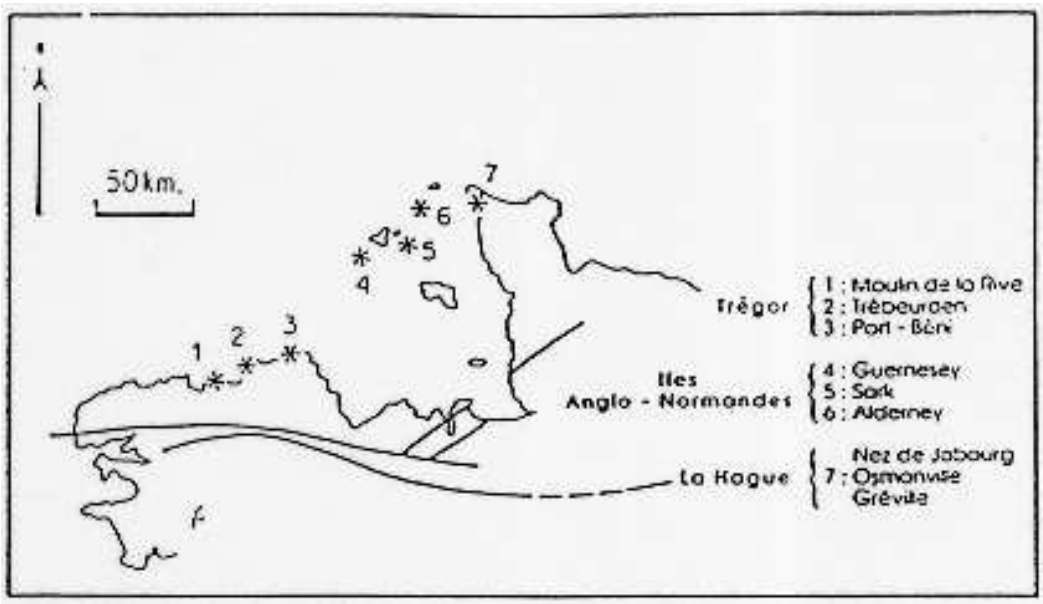

Fig. 1.1 – Localisation des affleurements icartiens (Le Corre).

Chapitre 2

La chaîne Cadomienne

Elle est représentée dans le Nord de la Bretagne (domaine Nord-Armoricain, au Nord du cisaillement hercynien Nord-Armoricain, décrit plus loin).

2.1 Formations en présence

- Des granitoïdes calco-alcalins, datés soit à 640—600 Ma (2 sur la carte : Batholite Nord-Trégor, cap de la Hague), soit à 590—500 Ma (5 sur la carte, en fait c'est plus près de 500 Ma : Jersey, La Hague).
- Des amphibolites d'affinité tholéitique, associées à des ultrabasites (Belle–Île en Terre). Agées d'environ 600 Ma (2 sur la carte), elles correspondent à un ancien océan. C'est aussi de cette façon que sont interprétées les diorites de Coutances (Cotentin).

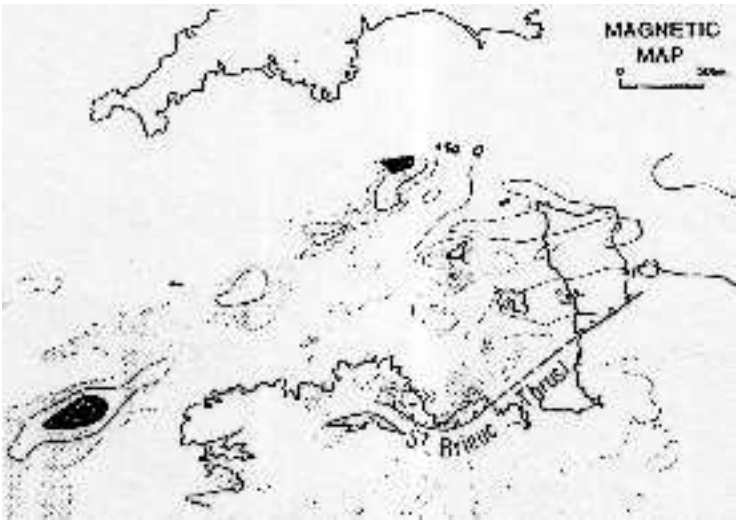

Fig. 2.1 – Mise en évidence géophysique d'une suture océanique dans la Manche

- On trouve également au centre de la Manche une anomalie géophysique (anomalies gravimétriques et magnétiques positives) qui peuvent correspondre à une autre suture océanique cadomienne (fig. 2.1).
- Des sédiments " briovériens " (cette dénomination regroupe des roches entre 650 et 500 Ma). Ils sont en général détritiques : flysch, bassin d'avant arc... et sont associés à des produits volcaniques.
- Des migmatites et granites alumineux associés (St Malo), bien groupés autour de 540 Ma (fig. 2.2).

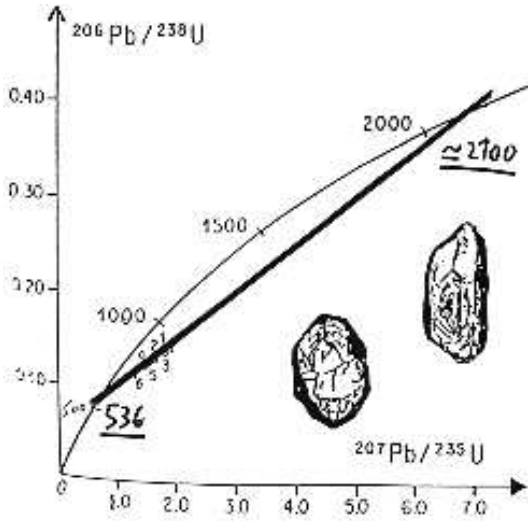

Fig. 2.2 – Datation U–Pb dans le massif de St Malo. On retrouve un âge icartien (intercept supérieur) et un âge cadomien (536 Ma, intercept inférieur), qui correspond à la mise en place du massif (Peucat 1986)

Bien que la vergence de la chaîne soit très discutée (voir plus loin), tous s'accordent à reconnaître les éléments suivants :

- Un bloc continental Nord (avec reliques icartiennes)
- Une ou deux sutures océaniques (St Brieuc et la Manche)
- Une marge active (Trégor)
- Un continent Sud (la Mancellia), aux structures totalement oblitérées lors de la collison. Des coupes au long de la "suture" (fig. 2.3) montrent bien la structure en chevauchements de la chaîne.

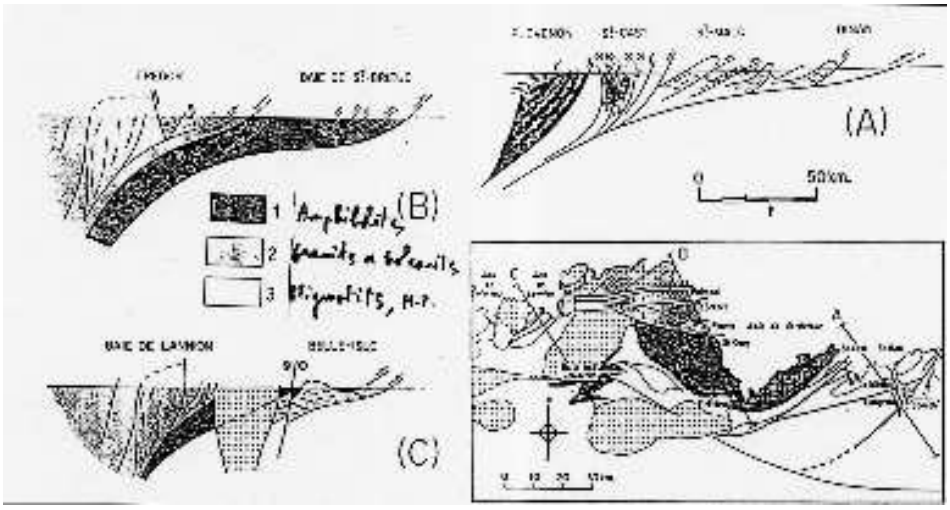

Fig. 2.3 – Structure en chevauchements de la zone centrale de la chaîne cadomienne (Brun, ?)

2.2 Evolution de la chaîne

- Existence d'un domaine océanique et subduction sous le continent icartien ; dépots de sédiments : 640—600 Ma
- Fermeture de cet océan : 570 Ma
- Collision, migmatisation : 540 Ma
- Magmatisme tardif (analogue des granitoïdes carbonifères du Massif Central ?) : 530 Ma

2.3 Le problème de la vergence de la chaîne

Deux modèles s'opposent quant à la paléogéographie de la chaîne cadomienne :

- Le plus ancien, au vu de l'existence de deux sutures océaniques (St Brieuc et la Manche) propose que le "vrai" océan corresponde au milieu de la Manche ; St Brieuc serait alors un bassin d'arrière-arc. La subduction aurait eu lieu du Nord vers le Sud (fig. 2.4).
- Plus récement, un nouveau modèle a été proposé. Il se base sur le fait que le bloc du Léon (NW de la Bretagne) est séparé du reste de la péninsule Armoricaine par un important décrochement, qui a joué au Dévonien ; le Léon ressemble d'ailleurs, au plan géologique, plus au domaine Sud-Armoricain qu'au domaine Nord–Armoricain, d'affinité cadomienne. Si on reconstitue la géométrie de la région telle qu'on peut l'imaginer avant le jeu de la faille du Léon (fig. 2.5), on en arrive à "aligner" les deux sutures, celle de la Manche et celle de Saint-Brieuc.
  Ceci amène à proposer un nouveau schéma, avec une seule suture océanique et une subduction du Sud vers le Nord (fig. 2.6)

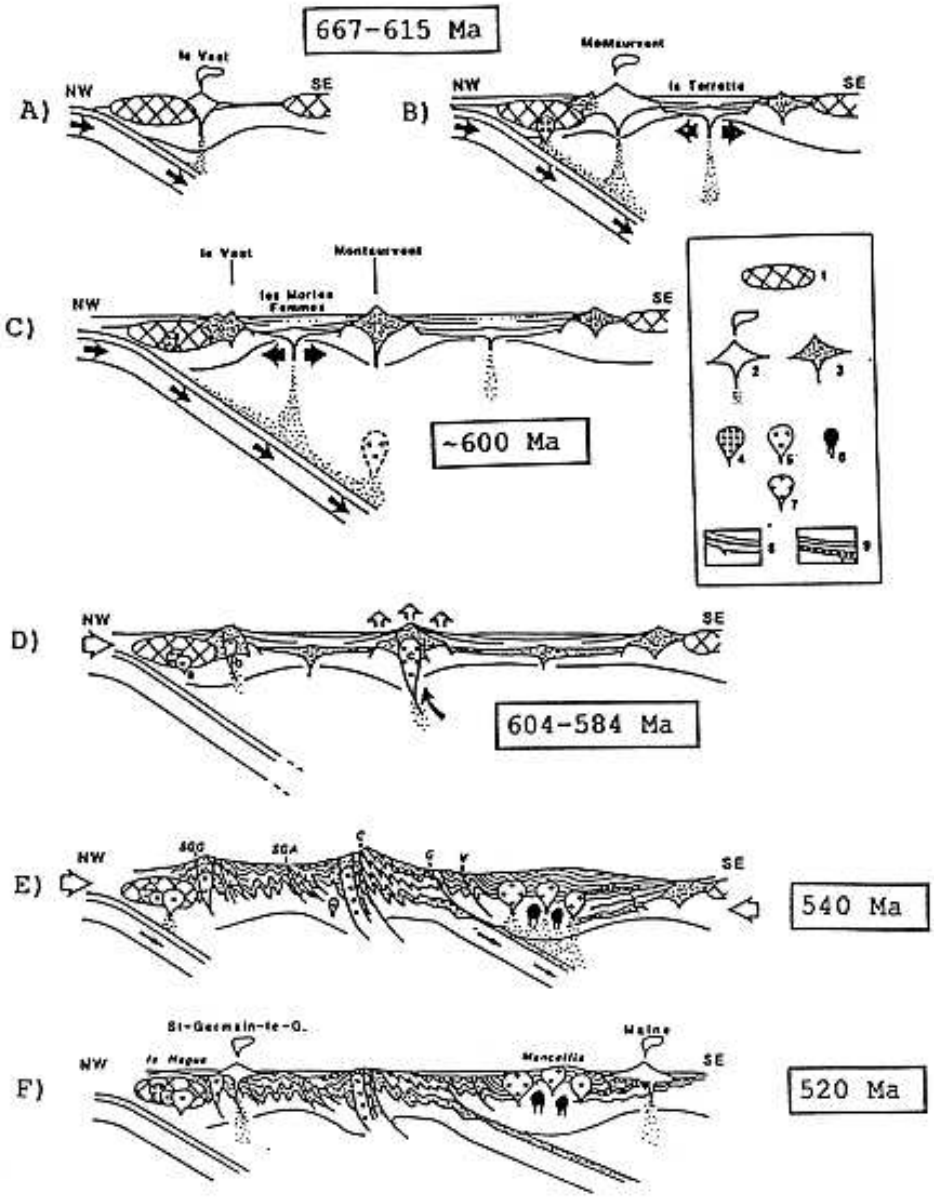

Fig. 2.4 – Un modèle possible d'évolution de la chaîne cadomienne (Dupré et al., 1990).
1—Socle Icartien ; 2—Volcanisme actif ; 3—Volcanisme inactif 4—Plutons du Cadomien inférieur ; 5—Intrusions dioritiques du Cadomien moyen (a : Les Moulinets, b : Le Theil, c : Coutances) ; 6—Intrusions gabbroïques du Cadomien terminal ; 7—Plutons granitiques et granodioritiques du Cadomien terminal (en particulier batholite mancellien) ; 8—Sédiments détritiques du Briovérien inférieur ; 9—Turbidites du Briovérien supérieur.
Failles : SGG—Saint Germain le Gaillard ; SGA—Saint Germain sur Ay ; C—Coutances ; G—Granville ; V—Vassy.

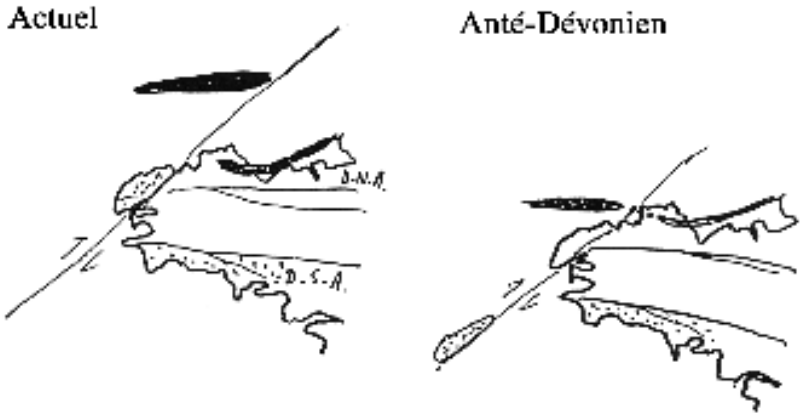

Fig. 2.5 – Reconstitution de la géométrie des sutures océaniques avant le jeu de la faille du Léon.

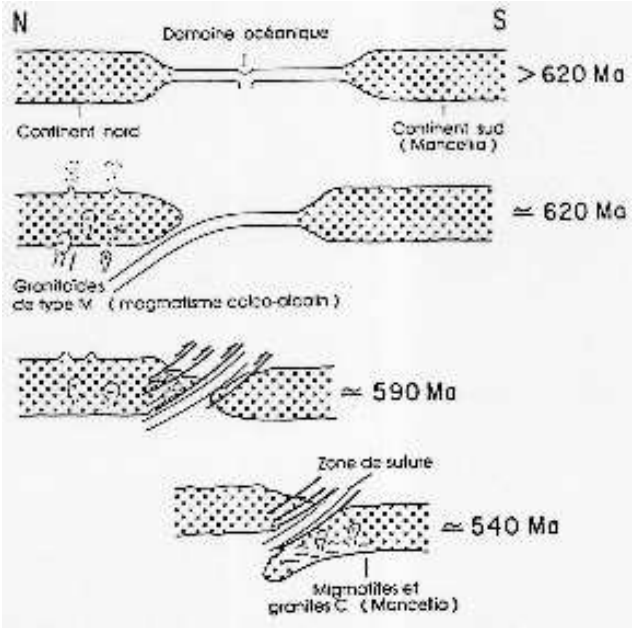

Fig. 2.6 – Un autre modèle géodynamique d'évolution de la chaîne cadomienne (Le Corre).

Chapitre 3

La chaîne hercynienne française

Ce sont des fragments plus ou moins dispersés d'une chaîne qui couvre toute l'Europe occidentale (Bohème...), mais aussi une partie de l'Amérique du Nord (proche de l'Europe avant l'ouverture de l'Atlantique au Crétacé) (fig. 3.1).

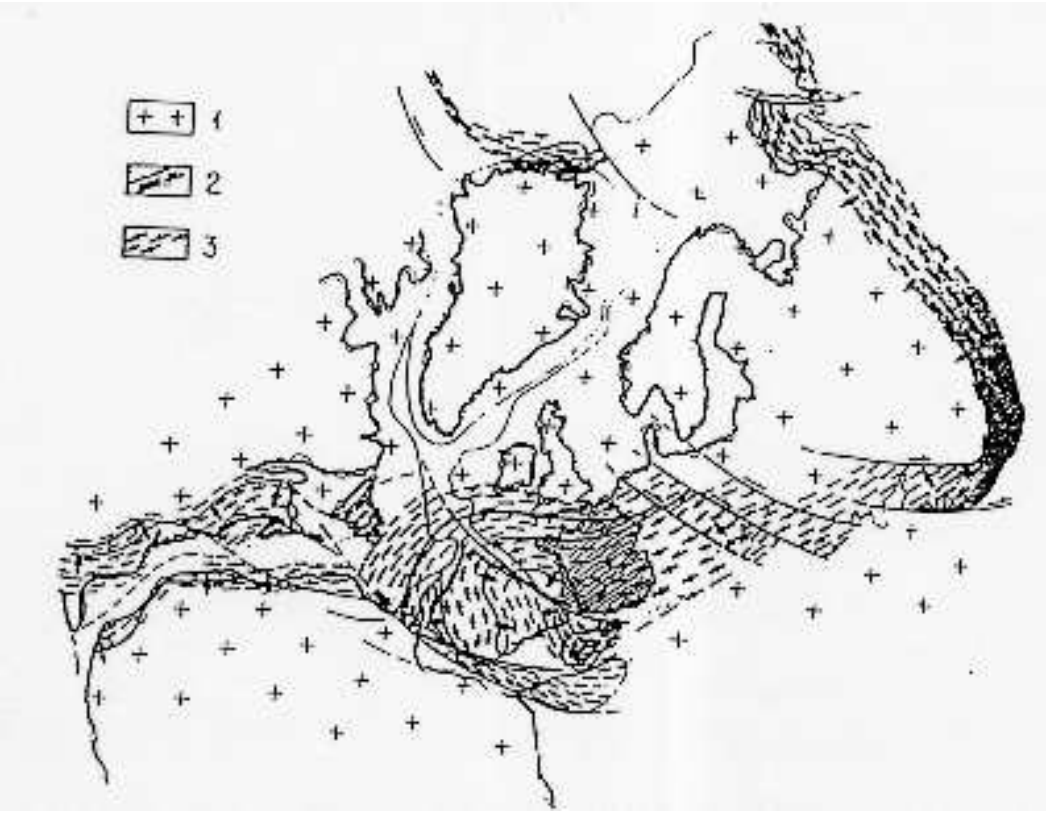

Fig. 3.1 – Configuration possible de la chaîne hercynienne au Permien. 1–zones non déformées, 2–zones externes, 3–zones internes.

3.1 Généralités sur la chaîne hercynienne

3.1.1 Zonéographie

Elle est précisée dans le carton hercynien de la carte au 1/1 000 000. On retrouve une zone centrale (domaine métamorphique "intense", ophiolites, granites...) et des zones externes (plis classiques en domaine sédimentaire), ainsi que des reliques emballées dans les orogénèses alpines. Plus en détail :

- Au centre, la zone "Ligéro–Arverne" est composée d'un empilement de nappes de matériel d'origine continentale ou océanique, avec des reliques de haute pression. Cette zone axiale se prolonge vers l'Est par la zone moldanubienne.
- Cette zone axiale est bordée, de part et d'autre, par des zones externes pas ou peu métamorphisées, déformées par des nappes de charriage et des plis (souvent isoclinaux). On distingue des zones à nappes "cristallines" (en fait des métasédiments de faible grade) : zone "Sud–Armoricaine" au Sud de la chaîne, zone "Saxo–Thuringienne" au Nord ; et des zones à nappes sédimentaires : zone "Nord-Aquitaine" au Sud, "Rhéno–Hercynienne" au Nord.
- Ces nappes reposent sur des avant-pays pas affectés par l'orogénèse hercynienne : bloc Aquitain, au Sud et bloc du Midland-Brabant, au Nord.

Cette structure simple est pourtant perturbée par :

- Des grands décrochements tardifs, d'échelle au moins crustale : En Bretagne, les cisaillements Nord et Sud Armoricains (CSA et CNA en Français, NASZ et SASZ en anglais —North (South) Armorican Shear Zone), dans le Massif Central, le Sillon Houillier. Ils sont jalonnés de petits bassins sédimentaires (notament le Sillon Houiller,que l'on peut dater grâce aux petits bassins Stéphaniens auquels il doit son nom) et de massifs de granitoïdes syn-tectoniques, d'âge 17 (carte au 1 000 000ème) (335—305 Ma), particulièrement visibles sur le CSA (Exemple : le massif de Mortagne, en losange entre deux branches du CSA).
- Le bloc cadomien, et sa couverture sédimentaire (respectivement domaine Nord et centre Armoricain), qui s'est comporté presque passivement pendant l'orogénèse hercynienne (quelques plis et décollements, quelques granites (Flamanville)).

Pour mémoire, on peut ici mentionner l'Ouest de la Corse, composé de granites hercyniens (calco-alcalins) analogues à ceux décrits plus bas, avec quelques éléments de socle métamorphique (groupe leptyno-amphibolitique à Zicavo) et post hercyniens (hyper alcalins, voir chapitre 4).

Enfin, les Vosges appartiennent à la zone axiale de la chaîne ; elles présentent des structures analogues au Massif Central et ne seront pas évoquées plus longuement ici.

3.1.2 Structure d'ensemble

La chaîne est formée principalement de grands charriages d'échelle au moins crustale, à double vergence (sorte d'éventail). Cette structure est parfaitement lisible en géophysique (fig. 3.2 et 3.3).

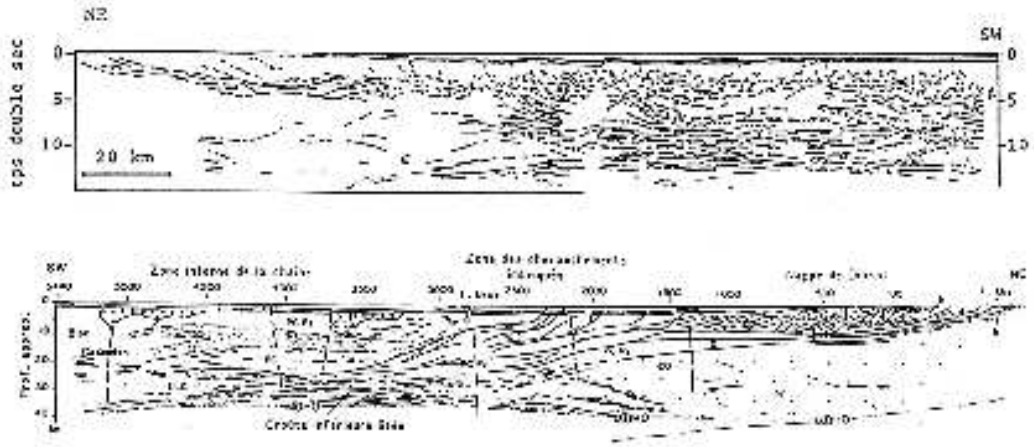

Fig. 3.2 – Coupe sismique dans la partie Nord de la chaîne hercynienne (sous le Bassin Parisien, paralèllement aux côtes). La vergence des chevauchements est vers le Nord. Attention le profil sismique et son interprétation sont en sens inverse !

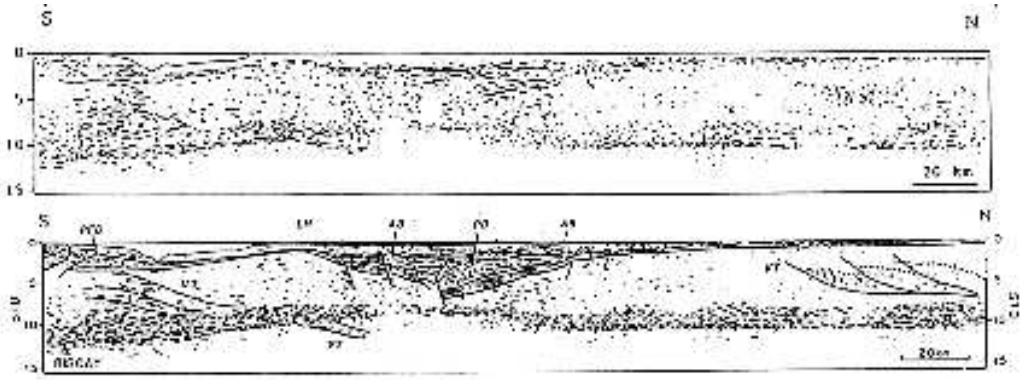

Fig. 3.3 – Coupe sismique dans la partie Sud de la chaîne hercynienne (du golfe de Gascogne vers le Nord). Sous les bassins Mésozoïques, on retrouve des chevauchements à vergence Sud.

3.1.3 Géodynamique

Les données paléomagnétiques et géologiques permettent d'établir le modèle de mouvement des plaques présenté fig. 3.4. La chaîne hercynienne française et sa double vergence est liée à la fermeture de deux bassins océaniques : le Rhéique au Nord, le Sud-Armoricain au Sud (ou "Océan du Massif central"). Ces évènements font suite à la fermeture de l'océan Iapetus, plus au Nord, qui donne naissance à la chaîne Calédonienne du Nord de l'Europe.

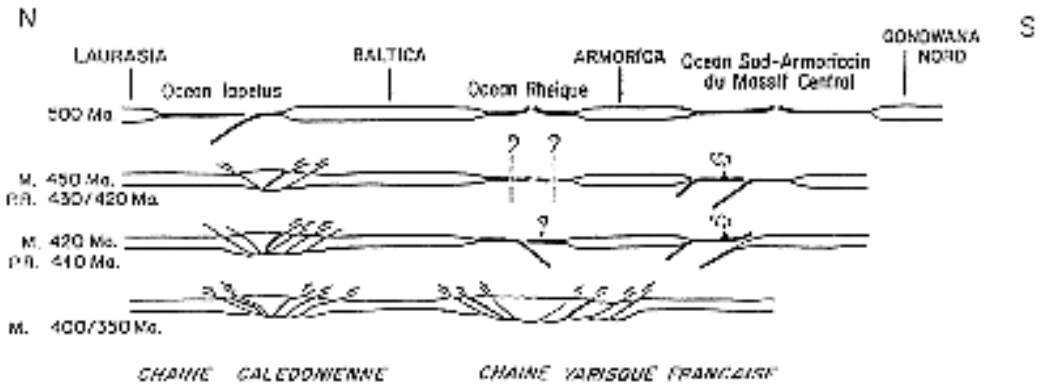

Fig. 3.4 – Synthèse des mouvements de plaques pendant l'orogénèse hercynienne (Debelmas et Mascle)

3.2 Les zones internes de la chaîne hercynienne : le Massif Central Français (MCF)

Le MCF est affecté par une histoire multiphasée, assez complexe. Toute n'est pas lisible sur la carte.

3.2.1 Un empilement de nappes métamorphiques

La structure du MCF est le plus visible dans la région du Haut-Allier (cartes de Brioude, Langeac 1/50 000) (fig. 3.5) :

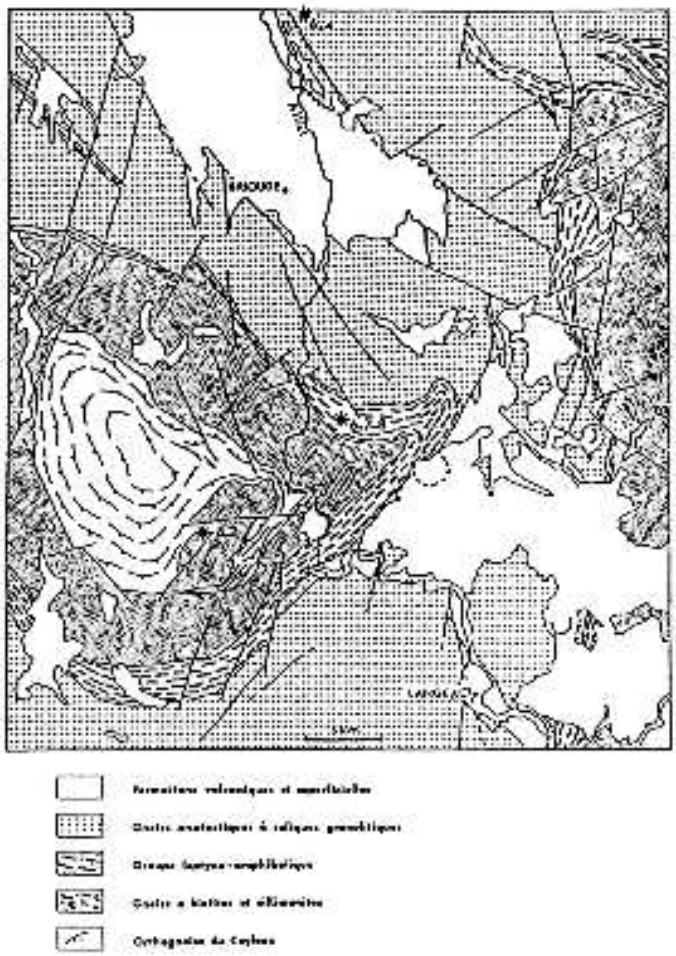

Fig. 3.5 – Schéma structural de la région du Haut-Allier

On y distingue deux unités métamorphiques empilées :

- L'unité inférieure des gneiss (UIG) est composée de gneiss para-dérivés (protolithe Briovérien sur la carte), avec un massif d'orthogneiss (le gneiss du Celoux (orthographié aussi Ceyloux, ou Ceroux selon les auteurs !)). La carte au 1 000 000 nous apprend que le protholithe des paragneiss est Briovérien à Cambrien, celui de l'orthogneiss est cadomien (590—500 Ma (6)).
- L'unité supérieure des gneiss (USG) est principalement composée de paragneiss très migmatisés ; leur protholithe est Cambro-Ordovicien pour la carte. On y trouve dis-

persées d'assez abondantes reliques de granulites (HP, HT). La base de l'USG est marquée par une formation assez caractéristique : le groupe Leptyno-Amphibolitique (GLA). Les leptynites sont des gneiss très pauvres en mica (¡ 5 %), par exemple des méta-granites acides ; on peut démontrer que les amphibolites ont une affinité tholéitique et sont des méta-basaltes ou méta-gabbros. Le GLA contient aussi des boudins d'éclogite plus ou moins rétromorphosés, et des lambeaux de péridotite.

Ces unités se retrouvent dans l'ensemble du MCF : cf schéma structural et log synthétique fig. 3.7 et 3.6. On reconnait en fait des unités plus "inférieures" (autochtone relatif car elles semblent avoir moins bougé), et par endroit des unités plus "supérieures" (Limousin).

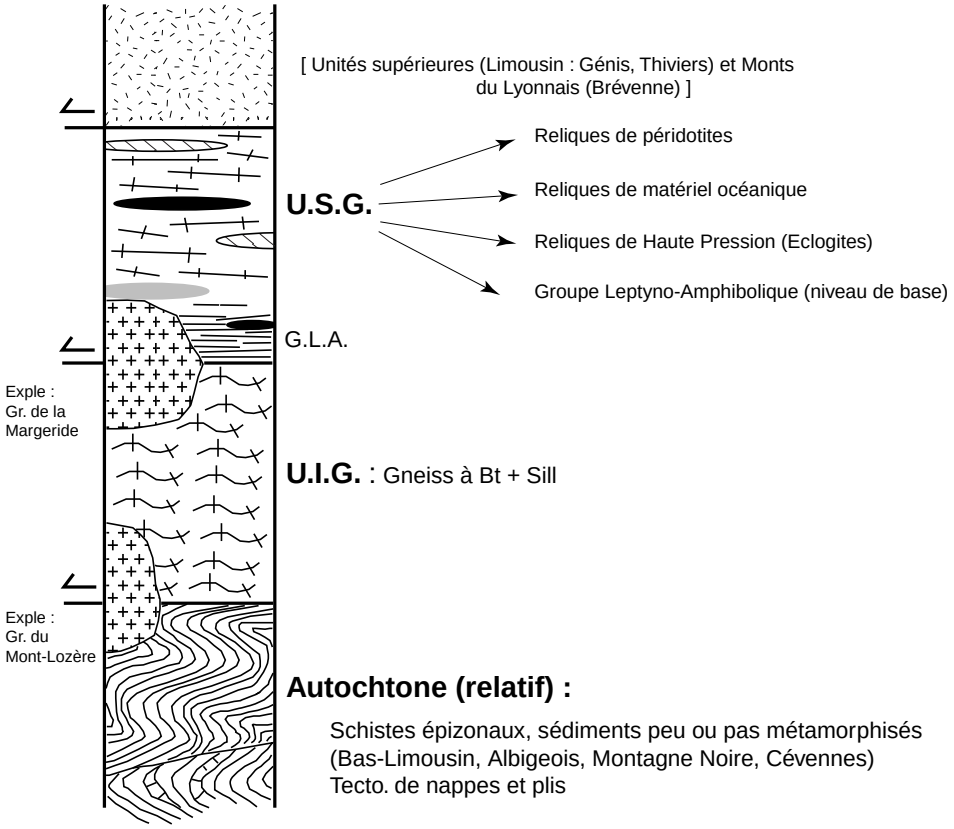

Fig. 3.6 – Log synthétique des terrains du Massif Central

L'ensemble des terrains du Massif Central est affecté d'un métamorphisme MP-MT "méso-Varisque", aux alentours de 350 Ma, ce qui est aussi l'âge du chevauchement. Ce métamorphisme va fréquement jusqu'à l'anatexie, comme indiqué sur la carte.

La diminution de l'âge des déformations du Nord vers le Sud traduit une progression de l'orogénèse vers des zones de plus en plus externes.

3.2.2 Des granitoïdes plus jeunes

Le Massif Central comprend aussi de nombreux plutons granitiques, d'âge et de caractéristiques géochimiques variables :

- Des granitoïdes anté-hercyniens, transformés en orthogneiss, par exemple les gneiss connus en Auvergne comme "orthogneiss de Fix", qui forment un grand arc de gneiss oeillés depuis le Brivadois jusqu'à l'Ardèche (âge 6 : 590-500 Ma).
- Des granitoïdes alumino-potassiques (calco-alcalins au sens large), synchrone (par exemple le massif d'Egletons : granite — légèrement déformé — d'âge 17, donc 335—305 Ma) ou legèrement plus tardifs que les chevauchements (comme on peut très bien le voir au Sud-Ouest du massif de la Margeride qui recoupe deux chevauchements majeurs : USG sur UIG et UIG sur autochtone relatif). Ce sont des granitoïdes "des zones de collision" pour la carte, d'âge 15 à 17 au centre (355-335) : Margeride, Royat, etc., et 19 au Sud (305-285) : Aigoual, Lozère, Sidobre.
- Des granitoïdes alumineux, tardifs dans l'histoire de la chaîne. Le plus important est le complexe granitique du Velay d'âge 18, associé à des migmatites néo-varisques (regarder la vallée de l'Ardèche au Sud du Velay, par exemple, où ces migmatites sont superposées aux migmatites méso-varisques). On trouve aussi des leucogranites et granites alumineux d'âge 19 (285—305 Ma).

3.2.3 Des sédiments tardifs

Enfin, toutes les structures hercyniennes sont recoupées par des hémi-grabens Carbonifère (St Etienne, Le Creusot) ou Permien (Lodève, Brive). Ces bassins sont donc contemporains d'épisodes métamorphiques et magmatiques "néo-varisques" chauds. La déformation associée à ce métamorphisme est géneralement extensive.

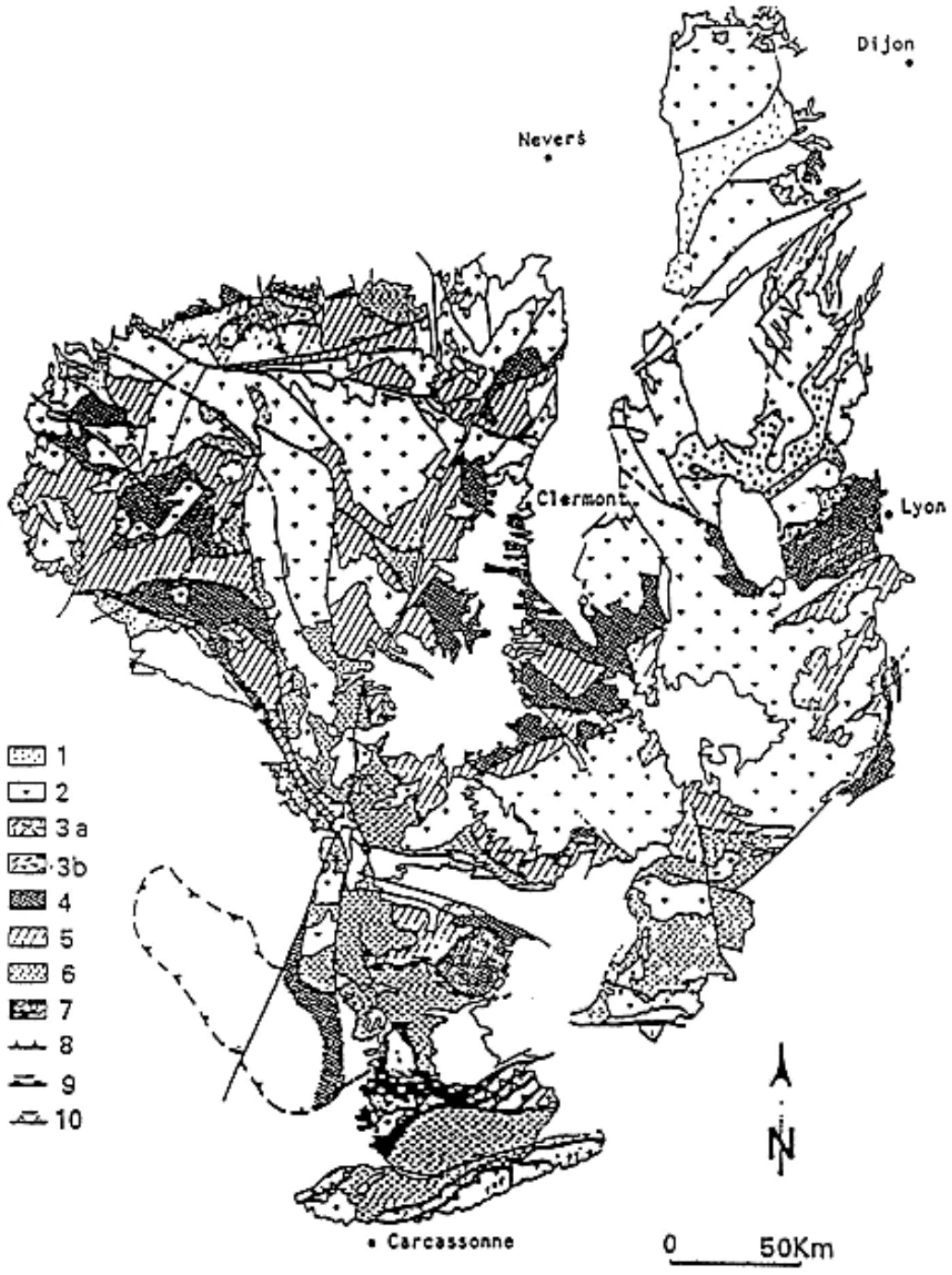

Fig. 3.7 – Le socle métamorphique du Massif Central. 1–Dépots viséens ; 2–Massifs granitiques (indifférenciés) ; 3–Unités supérieures épizonales : 3a, unités de Thiviers-Payzac et Génis, 3b, unité de la Brévenne ; 4–Unité Supérieure des Gneiss ; 5–Unité Inférieure des Gneiss ; 6–Complexes autochtones relatifs ; 7–Unités méridionales, d'âge paléozoïque ; 8–Chevauchements (370—390 Ma) ; 9–Chevauchements et décrochements (350—320 Ma) ; 10–Chevauchements et décrochements (320 ± 10 Ma).

3.3 L'histoire thermique hercynienne

3.3.1 L'histoire précoce de la chaîne

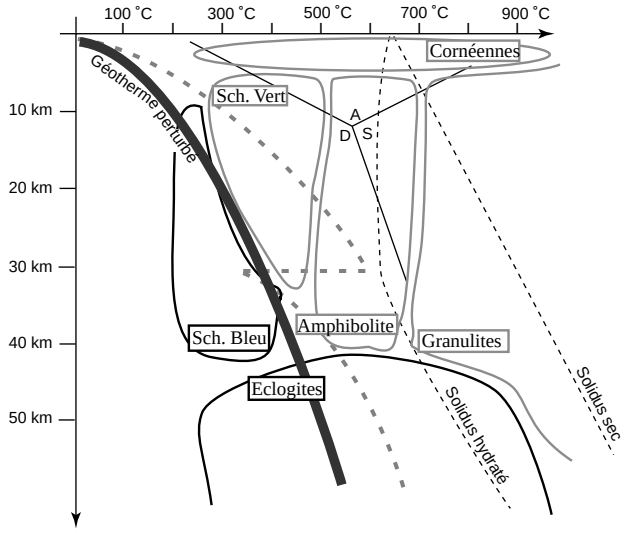

Fig. 3.8 – Géotherme en contexte de subduction. L'enfouissement de matériel froid conduit à un gradient plus faible que la normale et donc à des faciès de type schistes bleus ou éclogites.

Elle se lit dans les reliques granulitiques et éclogitiques de la base de l'USG.

Le protolithe du GLA, avec son alternance de roches d'affinité continentale et océanique (amphibolites tholéitiques dont la géochimie indique l'affinité océanique) évoque une croûte océanique ou "transitionelle" : croûte continentale amincie ou arc insulaire. L'affinité calco-alcaline des orthogneiss est compatible avec ce modèle.

Ces roches sont affectées par un métamorphisme éclogitique ou granulitique : en tout cas des faciès de haute pression, ce qui témoigne d'une subduction. La figure 3.8 indique le gradient géothermique (et les faciès métamorphiques) associés à ce contexte.

On aurait donc un élément d'océan subducté, puis exhumé.

3.3.2 L'histoire méso-varisque : chevauchements et métamorphisme associé

Aux environs de 350 Ma, la collision commence. Elle se traduit par des déformations compressives et un métamorphisme MP-MT, qui affecte l'essentiel des terrains du Massif Central. Très fréquement, il conduit à l'anatexie, notamment dans la base de l'USG ; pour mémoire, il faut signaler que cette apparente "série inverse" (la base de l'USG a subi un métamorphisme plus intense que le sommet de l'UIG sur lequel elle repose pourtant !) a été pendant longtemps un des gros problèmes posés par la géologie du massif central ; il est abondament discuté dans tout les ouvrages antérieurs aux années 80 (guide rouge par exemple).

On interprète maintenant cette disposition par l'effet "fer à repasser" mis en évidence en Himalaya : le sommet de l'UIG, froid et riche en eau (croûte supérieure), est deshydraté au contact de la base de l'USG, plus chaude ; l'eau libérée déplaçe le solidus des roches de l'USG et induit leur fusion partielle.

D'autre part, à une échelle plus large, l'épaississement de la croûte a pour conséquence de doubler la quantité de radio-éléments, et donc la production de chaleur, sur une section

verticale. Par ailleurs, la croûte continentale est un isolant, ce qui limite l'évacuation de chaleur vers la surface. L'ensemble de la chaîne se réchauffe donc, et celà peut conduire à l'anatexie (fig. 3.9).

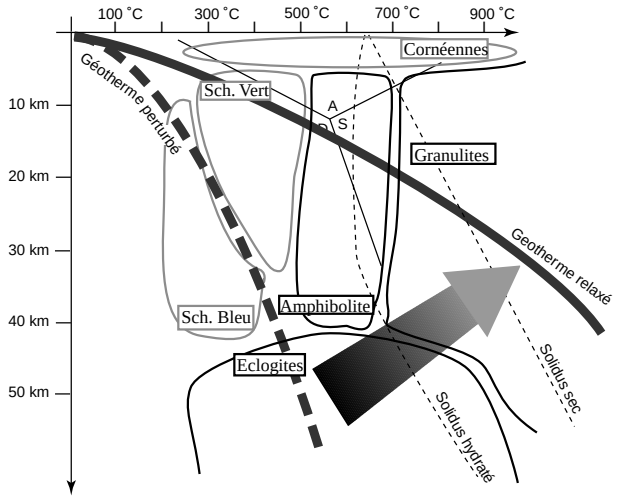

Fig. 3.9 – L'empilement d'unité continentales conduit à doubler l'épaisseur d'isolant thermique et la quantité de radio-éléments sur une verticale donnée, on évolue donc vers des gradients géothermiques plus chauds ("géotherme relaxé") qui permettent la fusion en présence d'eau.

Le regroupement des liquides anatectiques peut former des plutons de granitoïdes : granites alumineux, ou, si le manteau ou la croûte inférieure, plus basique, sont impliqués dans la fusion, granites d'affinité alumino-potassique (calco-alcaline au sens large).

Cette histoire se poursuit jusqu'à l'hyper-collision, qui se traduit par les grands décrochements évoqués plus haut. De façon progressive, on passe à l'étape suivante.

3.3.3 Les phénomènes tardifs d'extension et le démantelement de la chaîne

La figure 3.10 présente les structures et quelques trajets P–T–t dans la région de Saint-Étienne. On y observe :

- Dans les domaines profonds, des déformations extensives ("detachment") localisées au long de grandes zones de cisaillement ductiles.
- Dans les domaines superficiels, des bassins sédimentaires en extension, ici le demi-graben de St Etienne (Stéphanien). Ce bassin s'est formé en altitude (traces de dépots glaciaires alors qu'on était sous l'équateur !), et on y trouve des conglomérats formés de galets de roches métamorphiques ou magmatiques quasiment du même âge : ceci témoigne d'une remontée très rapide du bati hercynien à cette période.
- Un métamorphisme chaud (schistes verts et amphibolites de basse pression) est caractérisé notamment par des associations à sillimanite et cordiérite, et par des migmatites et granites d'anatexie dans des conditions anhydres (granite à cordiérite du Velay).

Tout ces épisodes témoignent d'un démantelement rapide de la chaîne par un processus d'effondrement : lorsque la compression cesse, la chaîne n'est plus capable de soutenir son propre poids et commence à s'effondrer par de grandes failles normales ductiles ou cassantes. Du fait de ce désépaississement rapide, les parties profondes de la croûte remontent très

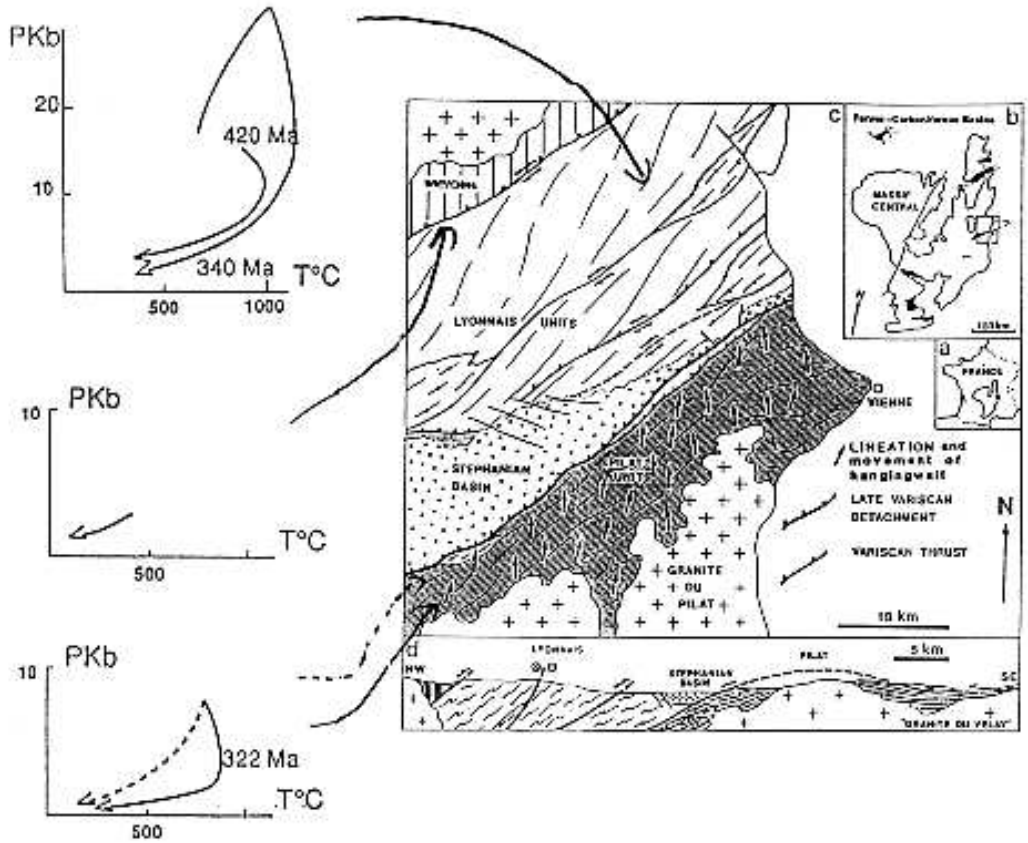

Fig. 3.10 – L'extension tardive dans le MCF (région de Saint-Étienne). a et b : cartes de localisation ; c : carte géologique simplifiée ; d : coupe NW-SE . A gauche : trajets PTt dans différentes unités. Noter l'épisode HT-BP tardif (320 Ma). (Gardien, 1996)

vite ; le gradient ainsi crée est de type HT-BP (un tel gradient est observable dans le massif de l'Arrize : St Girons 1/50 000).

Les figures 3.12, 3.13 et 3.14 présentent un résumé de l'histoire hercynienne dans le MCF :

- Subduction de la future USG (420—400 Ma)
- Chevauchement (340—350 Ma) ; l'eau apportée par l'UIG permet la fusion partielle et la migmatisation. Parfois les liquides extraits se regroupent et donnent naissance aux massifs calco-alcalins s.l. qui recoupent les chevauchements. (fusion de croûte inf. assez basique).
- "Hyper-collision" et grands cisaillement, à peu près synchrones du "collapse"
- Collapse de la chaîne vers 320—300 Ma, qui se manifeste en surface par des bassins en extension et en profondeur par un métamorphisme chaud pouvant aller jusqu'à la migmatisation et à l'extraction de granites (taux de fusion faible).

On considère actuellement que ce schéma est caractéristique de l'évolution des chaînes de montagnes, qui passeraient donc par un satde de jeunesse (subduction, métamorphisme froid), puis de maturité (collision) et enfin de vieillesse (effondrement et métamorphisme chaud). Le Massif Central est une chaîne qui est passée par tout les épisodes.

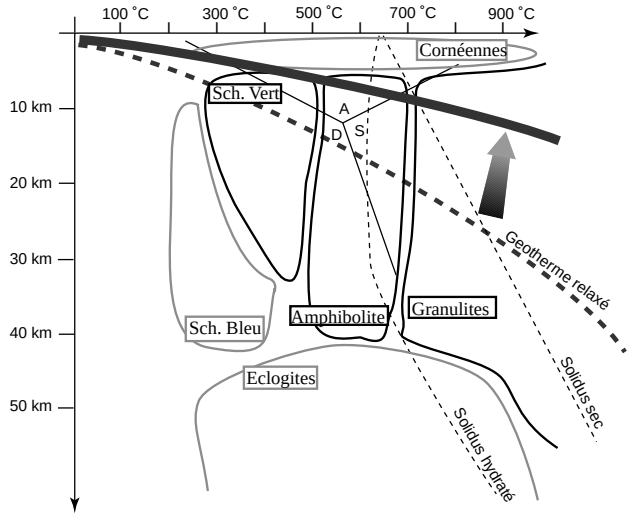

Fig. 3.11 – Lors de phénomènes d'extension, comme ceux liés au desépaississement d'une chaîne de montagne, l'épaisseur de la croûte diminue très vite ; les roches voient donc leur pression diminuer brutalement pour une température qui reste approximativement constante. Le gradient crée est un gradient très chaud, qui permet de l'anatexie sèche dans le domaine de stabilité de la sillimanite et de la cordiérite.

	Ages des protolithes	Age des métamorphismes	Age des déformations	Age des granites
-	Blocs continentaux anciens (Cadomiens ?)			
	610 : Orthogneiss des Palanges			
550 Ma				
-				
-	Ouverture de bassin(s) océanique(s)			
-	540 : Diorite du Lot			
-				
-	535 : Orthogneiss du Mulatet et du Taurion			
-				
-				
500 Ma				
-	497 ± 24 : Ophiolite de Chamrousse			
-	490 : Orthogneiss de Meuzac			
-	487 : Leptynite du Haut-Allier			
-	482 ± 10 : Complexe Leptyno-amphibolitique (Marvejols)			
-	470 ± 22 : Orthogneiss du Saut du Saumon			
-	Fin de la distension — existence de domaines continentaux et océaniques			
-				
450 Ma	Début de la période éo-varisque — Phase de convergence : subduction			
-				
-		450 : Métam. HP/HT Lyonnais		
-				
-		432^{+20}_{-10} : Métam. HP/HT Haut Allier		
-				
-		415 ± 6 : Métam. HP/HT Marvejols		
-				
400 Ma	Début de la période méso-varisque — Phase de collision continentale			
-				
-		382 : Métam. HT Meuzac	380 : Foliation amphibolites sondage Couy	
-		375 ± 6 : Métam. HT Taurion	379 ± 8 : Ardoises Allasac	
-		*Transgression Dévonien moyen dans le Morvan*		
-			361 ± 9 : Mylonites de l'Orthogneiss du Saut du Saumon	360 : Tonalites Limousin
-			350 : Foliation des gneiss du Pinet	
-				
350 Ma	Début de la période néo-varisque — Phase d'extension tardi–orogénique			
-		346–340 : Métamorphisme amphibolitique et foliation 2 de Marvejols		
-		*Transgression du Viséen*		
-		350–330 : Métam. HT Millevaches		350–330 : Granites de Millevaches
-				337 : Granite de Tournon
-		320 : Métam. HT Montagne Noire		323 : Granite de la Margeride
-				302 : Granite de Rocles
-				
300 Ma		300 : Métam. Granulitique HT en base de croûte		
-				
-		298 ± 8 Métam. HT Velay		298 ± 8 : Granite Velay
-				298 : Granite Aigoual
-	290–250 Bassins de Lodève, Saint–Etienne, etc.	Failles normales Lodève, Saint–Etienne, etc.		
-				287 : Leucogranites
-				278 : Leucogranites
-				

Fig. 3.12 – Chronologie des principaux évènements hercyniens du MCF.

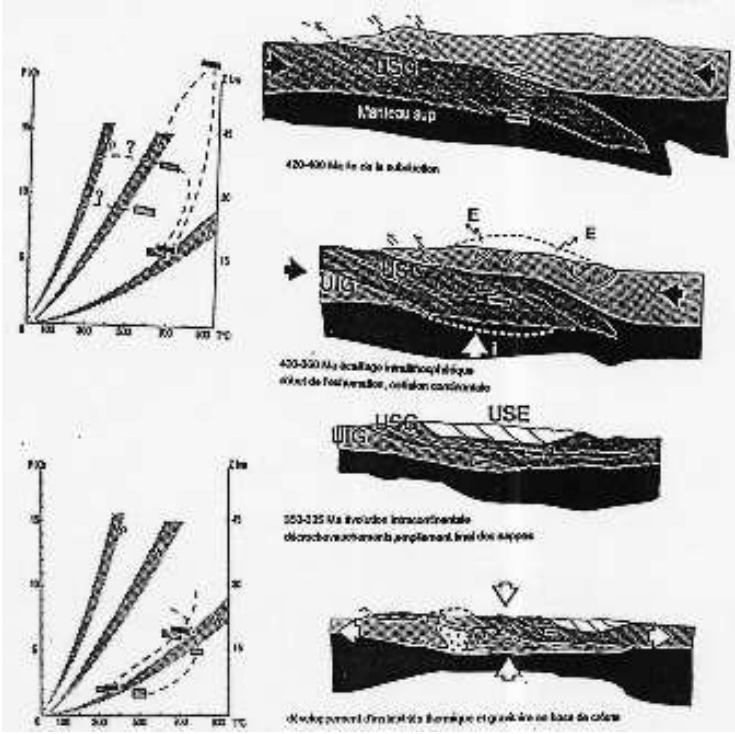

Fig. 3.13 – Modèle d'évolution de la chaîne hercynienne dans le MCF (Gardien, 1996). A rapprocher des figures "théoriques" sur l'évolution des gradients thermiques en zone de convergence (figures 3.8, 3.9 et 3.11).

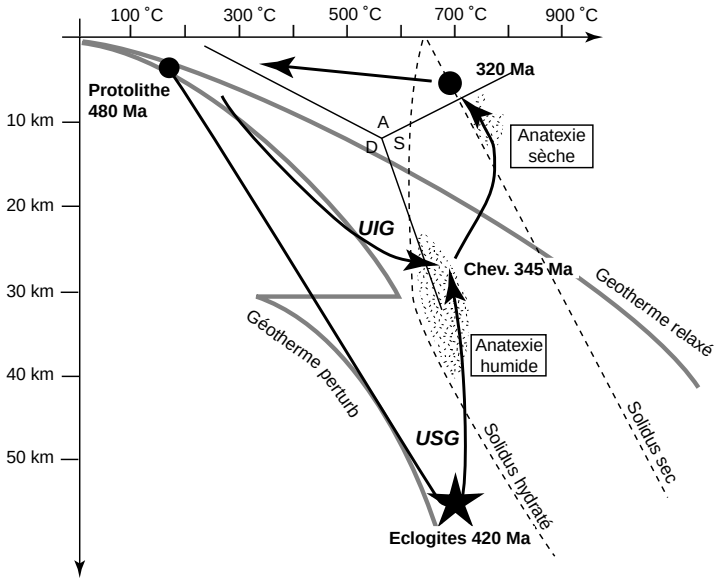

Fig. 3.14 – Trajets P–T–t (très) synthétiques dans le Massif Central.

3.4 Les zones externes

3.4.1 Le domaine des “nappes cristallines”

Il est représenté par exemple par la Montagne Noire, à la structure tectonique (globalement à vergence Sud) particulièrement compliquée (un des rares cas de têtes de plis plongeantes) (fig. 3.15). Ces nappes sont par ailleurs recoupées par la mise en place tardive (Stéphanien) du dôme gneissique de la Montagne Noire, dont la mise en place reste soumise à controverse dans les détails (dans tout les cas, mise en place en contexte d’extension et avec un métamorphisme HT–BP).

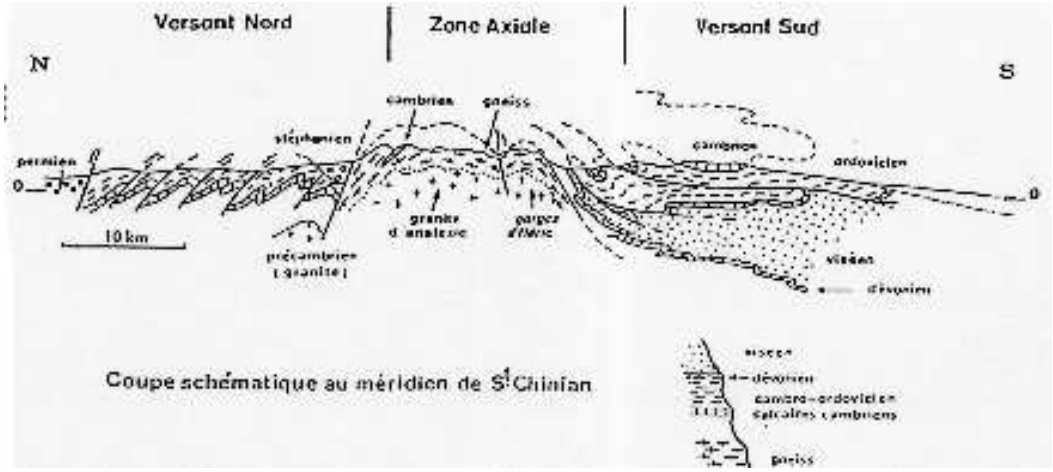

Fig. 3.15 – Une interprétation de la Montagne Noire

3.4.2 Les nappes externes

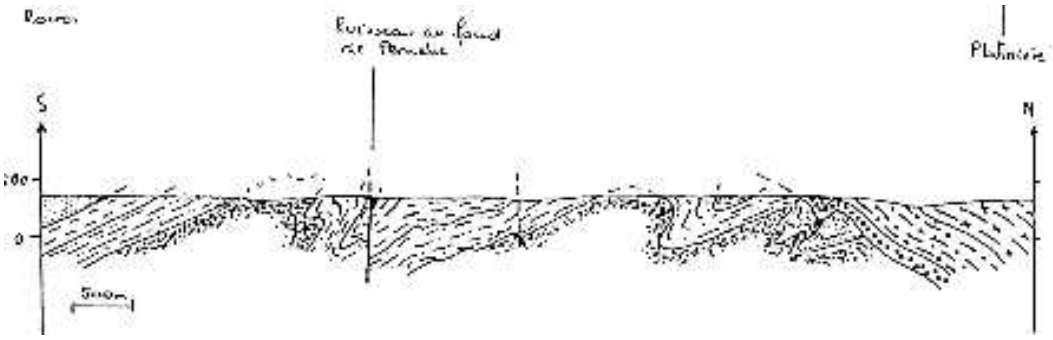

Fig. 3.16 – Coupe d’après Rocroi 1/50 000 (coupe C. Farison)

En France, elles se voient bien dans le Nord (Rocroi 1/50 000) ou les Ardennes. Le style caractéristique est une tectonique en plis isoclinaux et failles. Plusieurs phases tectoniques ont été distinguées, séparées par des discordances abondantes(fig. 3.16).

3.5 Les lambeaux hercyniens dans les chaînes Alpines

Ils sont de nature extrêmement variée. On peut citer deux classiques :

- L'ophiolite de Chamrousse (Vizille 1/50 000) : dans ce complexe se trouvent les roches classiques constitutives d'une croûte océanique, telles que gabbros, péridotites, pyroxénites, amphibolites (ici des méta-basaltes), bien qu'assez déformées.
- le massif de l'Arrize (St Girons 1/50 000) : ce massif, pris dans l'orogénèse hercynienne, présente sur une dizaine de kilomètres le passage depuis une zone assez superficielle à plis isoclinaux, au Nord, à des migmatites, au Sud, en passant par des faciès métamorphiques de degrés croissant : c'est un bon enregistrement du métamorphisme chaud tardi-hercynien.

Chapitre 4

L'histoire téthysienne

Après l'orogénèse hercynienne s'ouvre, pendant la majeure partie du Secondaire, une période de calme, marquée par des ouvertures océaniques : d'abord la Téthys Ligure (Océan Alpin), sur le futur emplacement des Alpes, puis l'Atlantique. C'est aussi une période de transgressions importantes. La pénéplaine qui a pris la place de la chaîne hercynienne est donc inondée. On distingue trois bassins majeurs :

- Le bassin du Sud-Est, qui est en fait la marge passive de l'Océan Alpin. C'est le plus épais des bassins sédimentaires français (jusqu'à 10000 m par endroits !).
- Le bassin Parisien, qui est d'abord une dépendance de la Téthys via l'Allemagne, puis de l'Océan Alpin via la Bourgogne (fin du Lias), et enfin de l'Atlantique (Crétacé sup.).
- Le Bassin Aquitain, de peu d'importance jusqu'au moment (Crétacé) où son remplissage est guidé par l'ouverture du golfe de Gascogne.

4.1 Les mouvements des plaques au Mésozoïque et la situation de l'Europe

A la fin du Primaire, l'ensemble des continents est regroupé dans la Pangée, entourée d'un océan (Panthalassa). Dès le Trias, la Pangée se fracture.

4.1.1 L'ouverture de la Téthys

L'océan téthysien s'ouvre d'Est en Ouest, et sépare le Gondwana, au Sud, de la Laurasia, au Nord. Cette séparation ne sera pas complète avant la fin du Jurassique. A l'Est, de petits blocs continentaux (Lhassa, etc.) sont individualisés, et dérivent vers le Nord.

Au Trias

La Téthys n'a pas encore atteint l'Europe occidentale (fig. 4.1), qui reste un domaine essentiellement continental, avec des dépots soit franchement continentaux, soit lagunaires (évaporites) (fig.4.2).

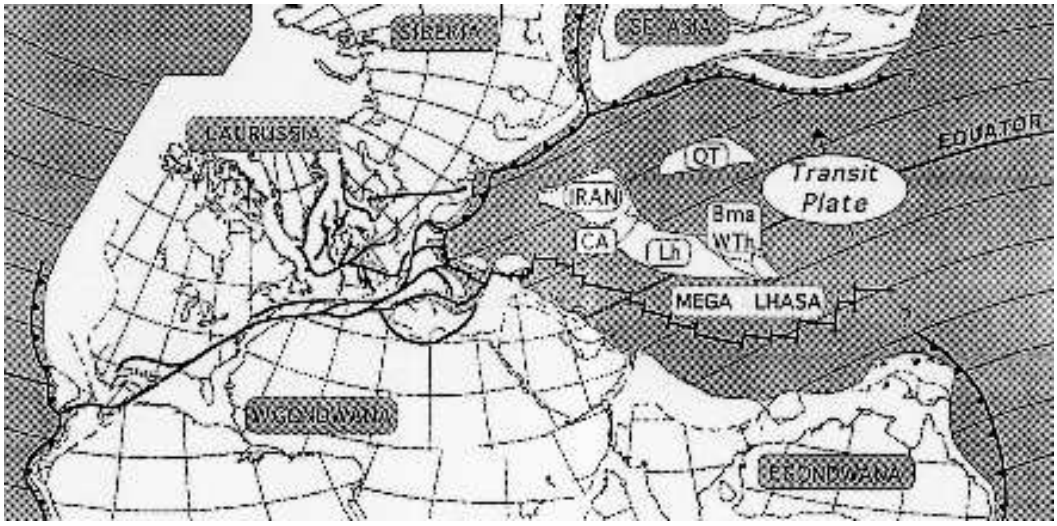

Fig. 4.1 – Configuration des plaques au Trias (Dercourt et al., 1992)

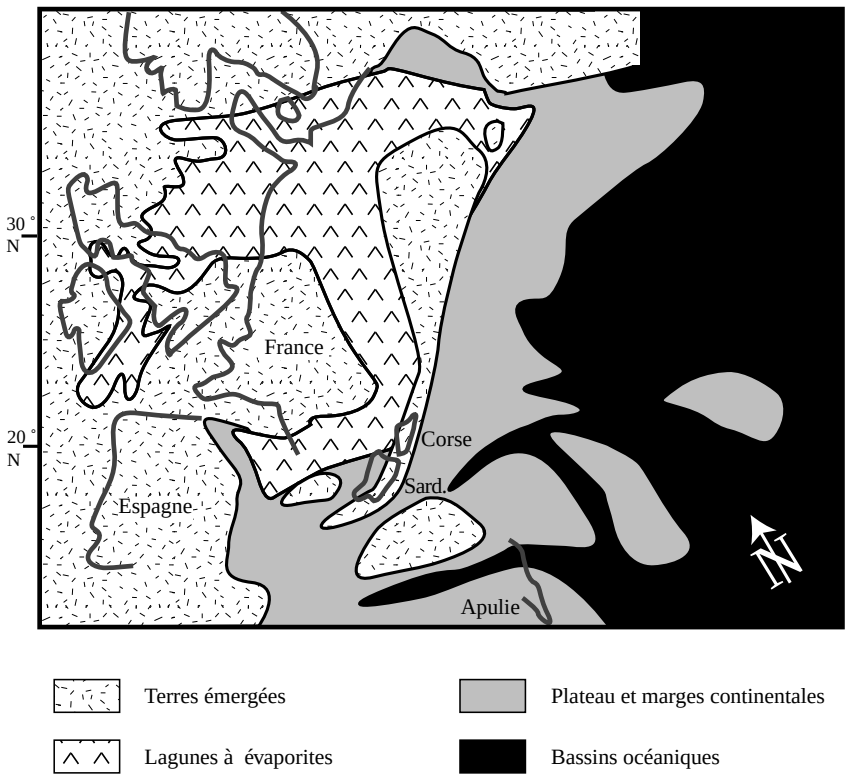

Fig. 4.2 – Paléogéographie de l'Europe au Trias

Au Lias

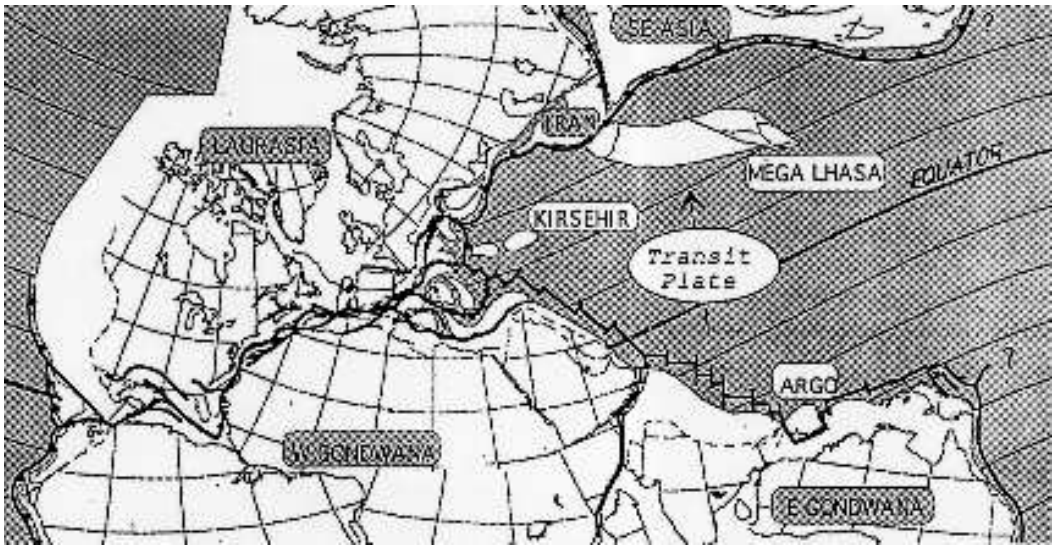

Fig. 4.3 – Configuration des plaques au Lias (Dercourt et al., 1992)

L'ouverture de la Téthys atteint l'Europe occidentale, qui est affectée par un épisode distensif géneralisé, marqué par :

- Du magmatisme intracontinental alcalin (Très précoce : Permien surtout !) : rhyolites de l'Esterel, granites et rhyolites de Corse. Les granites alcalins de Corse forment des complexes annulaires très nets sur la carte ; ce sont des exemples rares (quelques occurences au monde) de granites hyper-alcalins, qui dévellopent une minéralogie très originale (riebéckite, fayalite, ...).
- Une tectonique en extension : on voit encore les blocs basculés au Lias dans les Alpes (fig. 4.4), dans la région du Col d'Ornon : Vizille 1/50 000 ; ils correspondent à l'ouverture de l'Océan Alpin.

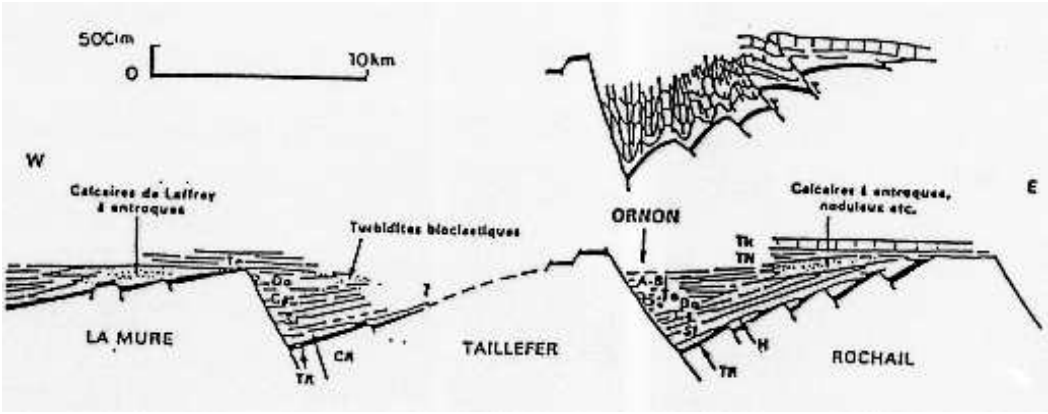

Fig. 4.4 – Blocs basculés liasiques dans les Alpes. En haut : état actuel (après compression alpine). En bas : état reconstitué au Jurassique.

De petits blocs continentaux (Italie) sont isolés au centre de la Téthys occidentale. Ils sont séparés de l'Afrique (Gondwana) par ce qui deviendra la Méditerranée, et de l'Europe

(Laurasia) par l'océan Alpin proprement dit. Une partie du plancher océanique de ce bassin sera intégré aux Alpes sous forme d'ophiolites : on peut donc reconstituer la nature du fond de l'Océan Alpin (fig. 4.5) : il s'agissait d'un bassin à croûte océanique très fine, qui laissait les péridotites à nu sur la plus grande partie de sa surface.

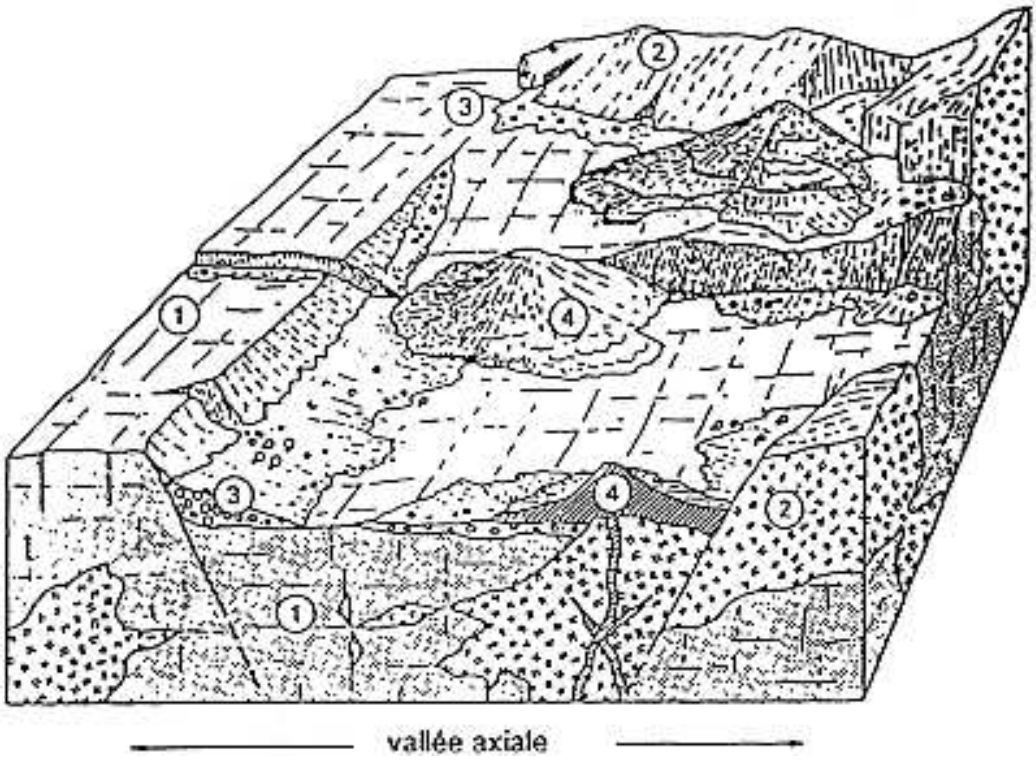

Fig. 4.5 – Le plancher de l'Océan Alpin d'après les ophiolites.

Très tôt (fin du Crétacé inf.), cet océan commence à être subducté.

La marge de l'Océan Alpin

Dès cette époque, la marge Européenne de l'océan Alpin voit s'individualiser différents domaines, qui correspondent aux futures zones des Alpes :

- Une plate-forme continentale et une marge passive, qui formeront l'ensemble Dauphinois.
- Une zone de hauts-fonds, périodiquement émergés, en pied de marge (zone Briançonnaise), qui forme une sorte de presqu'île rejoignant le continent par le Sud-Ouest (future Provence cristalline et bloc Corso-Sarde)
- Un domaine marin proprement dit (zone Piémontaise).

Cette géographie restera peu modifiée jusqu'à la fermeture de l'océan Alpin.

Au Trias et au Lias, l'Europe apparaît donc comme la côte Sud-Est du continent Laurasien, avec une grossière polarité depuis des milieux continentaux au Nord-Ouest (Iles britanniques) vers des milieux côtiers, puis marins au Sud-Est (Sud de la France).

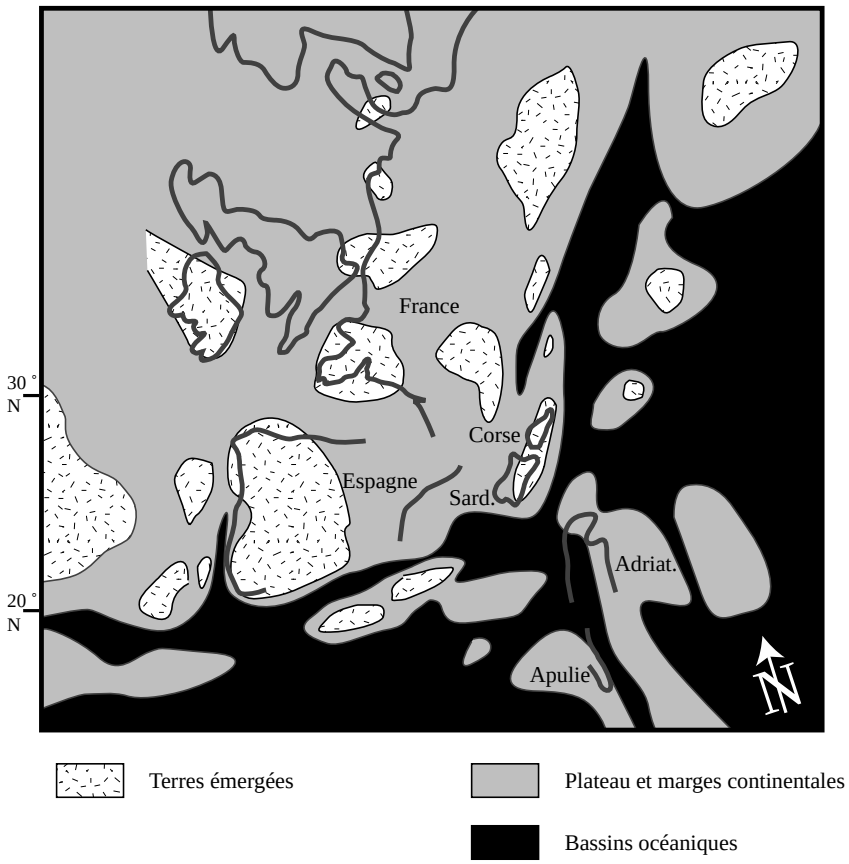

Fig. 4.6 – Paléogéographie de l'Europe au Lias.

4.1.2 L'ouverture de l'Atlantique central

Au Dogger, la Téthys continue à progresser vers l'Ouest, et atteint l'emplacement de l'actuel Atlantique central. Elle sépare le Gondwana, au Sud-Est (Amérique du Sud, Afrique) de la Laurasia, au Nord-ouest (Amérique du Nord, Espagne), selon une ligne allant de Gibraltar, à Terre-Neuve et aux Caraïbes coté Laurasia, et de la Guyane au Maroc, coté Gondwana.

La facade Sud de l'Europe devient alors également maritime. L'activité accrue des dorsales pendant cette période se traduit aussi par d'importantes transgressions sur l'ensemble de l'Europe. C'est aussi une période d'importante formation de croûte océanique dans l'océan Alpin, qui connaît son maximum d'extension à la fin du Jurassique avant de commencer à redisparaître.

A la fin du Jurassique, la téthys commence à se refermer. Les premières obductions puis collisions ont lieu en Asie (collage du bloc de Lhassa à l'Eurasie), collages de blocs continentaux en Méditerranée Orientale (mais là l'histoire n'est pas finie...). Le Gondwana se fracture et sépare le Gondwana Ouest (Afrique, Amérique du Sud) du Gondwana Est (Inde, Australie, Antarctique) ; l'Inde commence à dériver vers le Nord.

La marge alpine conserve la structure qu'elle a acquise au Lias : Plate forme et marge Dauphinoise, haut-fond Briançonnais, bassin (océanique) Piémontais. Dans la plate-forme Dauphinoise, des zones plus subsidentes s'individualisent (fosse Vocontienne).

Un épisode de regression marque la fin du Jurassique, il se traduit par des faciès côtiers, voire continentaux, sauf sur la marge Alpine qui reste ouverte sur l'océan.

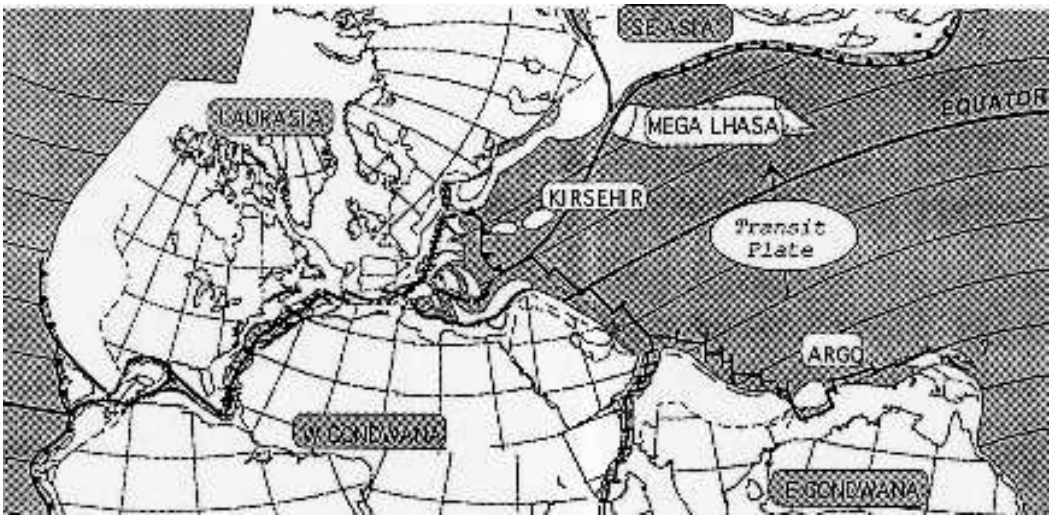

Fig. 4.7 – Configuration des plaques au Dogger (Dercourt et al., 1992)

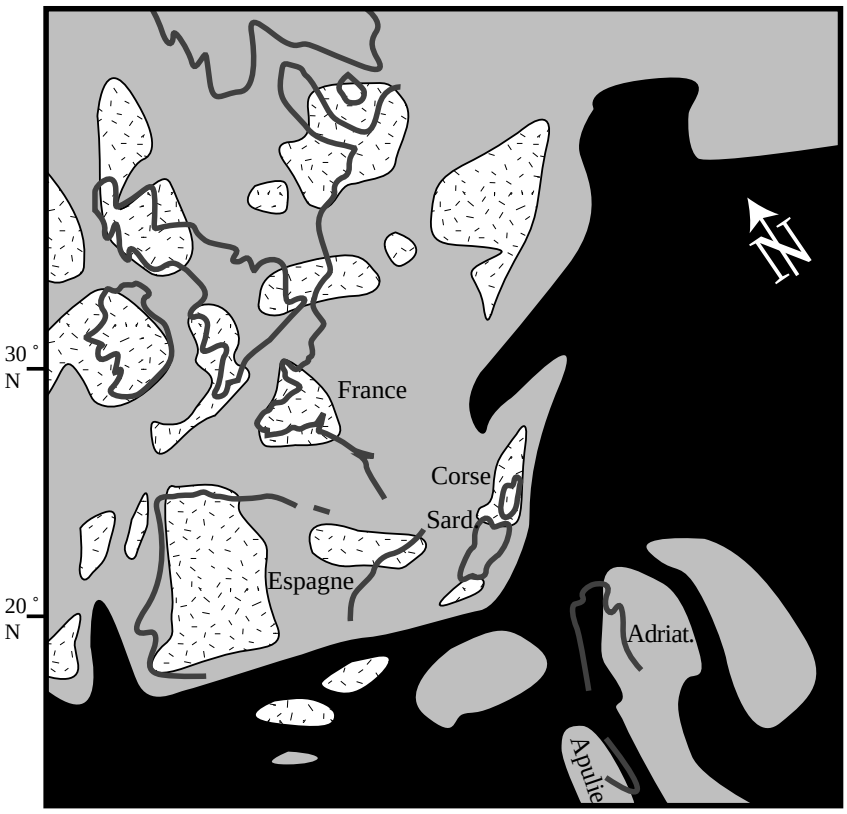

Fig. 4.8 – Paléogéographie de l'Europe au Dogger

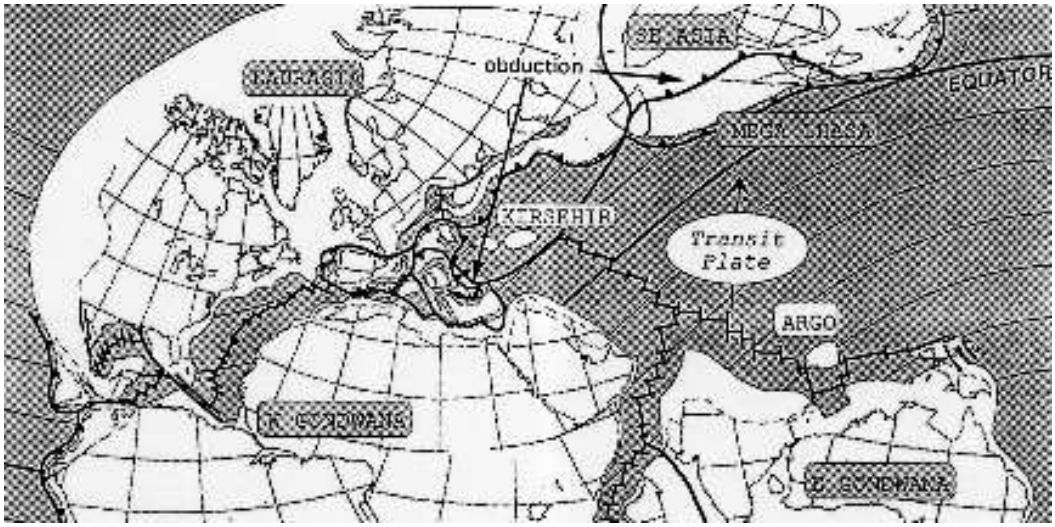

Fig. 4.9 – Configuration des plaques au Malm (Dercourt et al., 1992)

Fig. 4.10 – Paléogéographie de l'Europe au Malm

4.1.3 Ouverture de l'Atlantique Nord

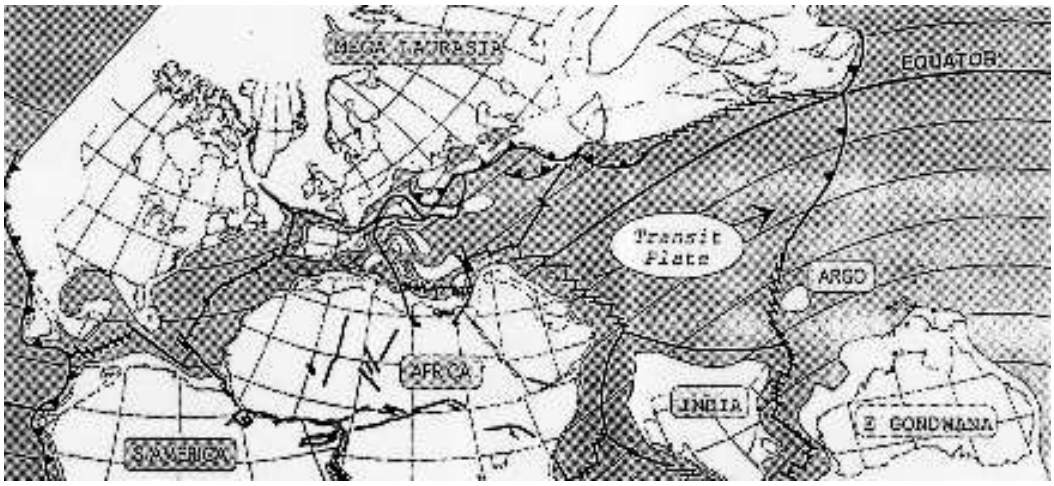

Fig. 4.11 – Configuration des plaques au Crétacé inf. (Dercourt et al., 1992)

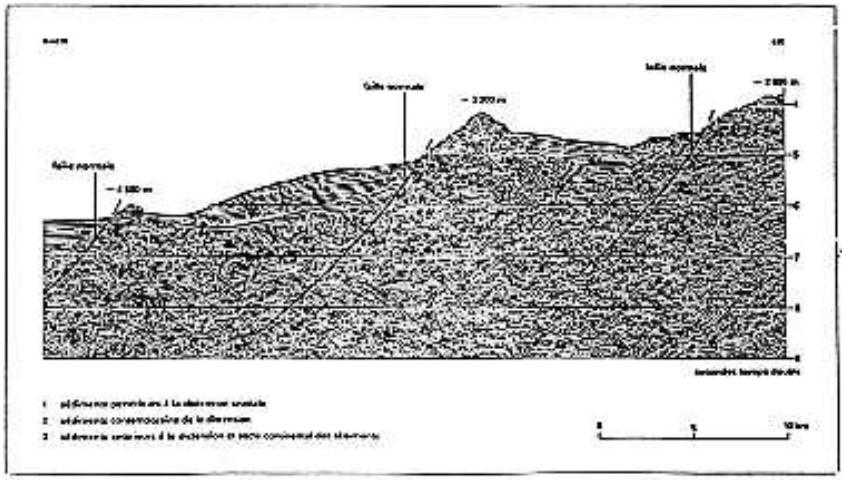

Fig. 4.12 – Profil sismique sur la marge de Galice

Les premières traces de rifting (fig. 4.12) se font sentir au Crétacé inf. En France, il n'y a pratiquement pas de magmatisme associé à cette ouverture océanique ; on en trouve en revanche en Ecosse (basaltes tholéitiques).

L'ouverture de l'Atlantique Nord commence à l'Aptien par le golfe de Gascogne : son ouverture "en ciseaux" provoque la rotation de l'Ibérie, d'abord par coulissement le long de la future faille Nord-Pyrenéenne, puis par un épisode de serrage Eocène qui donne naissance à la chaîne Pyrénéo-Provençale (fig. 4.13). Au long de la faille Nord-Pyrénéenne se développent des bassins détritiques, très subsidents ; ainsi qu'un magmatisme et métamorphisme (décrit plus bas).

Puis la déchirure continentale progresse vers le Nord, et sépare l'Amérique du Nord de l'Europe. Cette ouverture s'accompagne d'une importante transgression au milieu du Crétacé. L'Europe est alors une péninsule, bordée de mers de trois cotés : l'océan Alpin (qui commence à être subducté) à l'Est ; la Téthys proprement dite au Sud ; l'Atlantique à

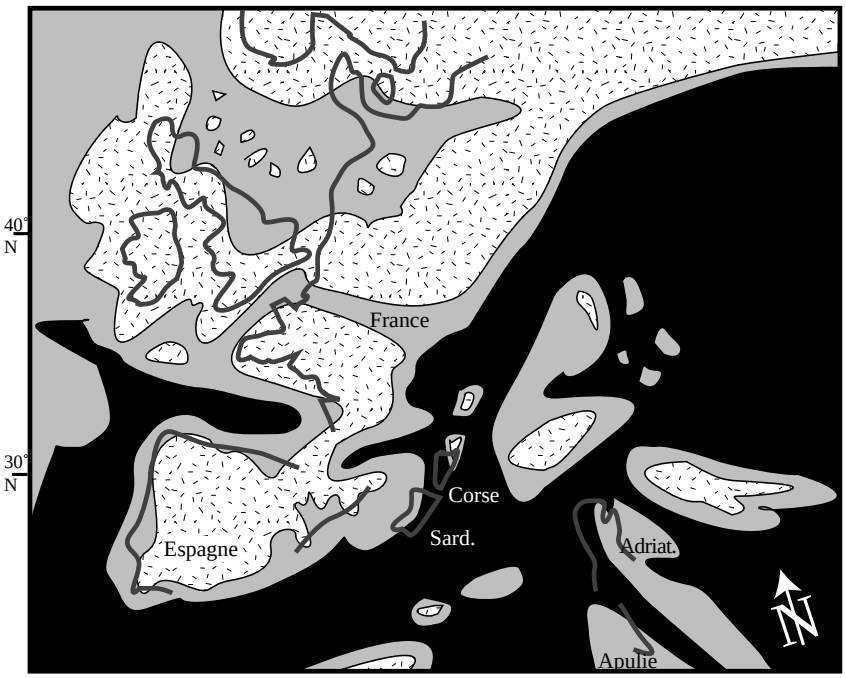

Fig. 4.14 – Paléogéographie de l'Europe au Crétacé inf.

l'Ouest, qui va prendre de plus en plus d'importance au fur et à mesure du refermement de la Téthys.

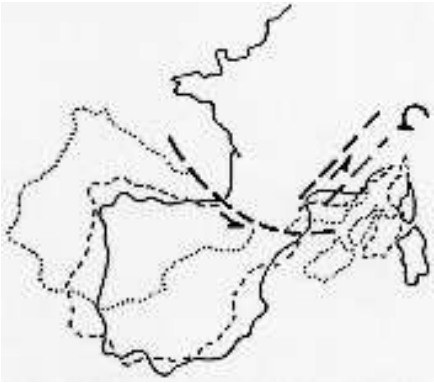

Fig. 4.13 – Déplacement de l'Ibérie au Crétacé.

Dans le reste du monde, la fragmentation du Gondwana se poursuit : à l'Est, l'Inde se sépare du Gondwana Est (Australie, Antarctique) et dérive vers le Nord au fur et à mesure que la Téthys disparaît ; au centre, l'actuel Moyen-Orient (Arabie, Iran..) est affecté par de nombreux collages de blocs, subductions et obductions (Oman !) au cours du Crétacé ; à l'Ouest, l'Atlantique Sud s'ouvre dès le Crétacé inférieur et sépare Afrique et Amérique du Sud.

Après l'importante transgression du Crétacé médian et le déplacement de l'Espagne, la fin du Crétacé est marqué par un épisode regressif, qui ira en s'amplifiant au Tertiaire. A cette époque, le Nord-Ouest de l'Europe (son actuelle facade Atlantique) a à peu près acquis sa géographie actuelle ; en revanche le Sud Est est toujours ouvert sur l'océan Alpin, en cours de fermeture.

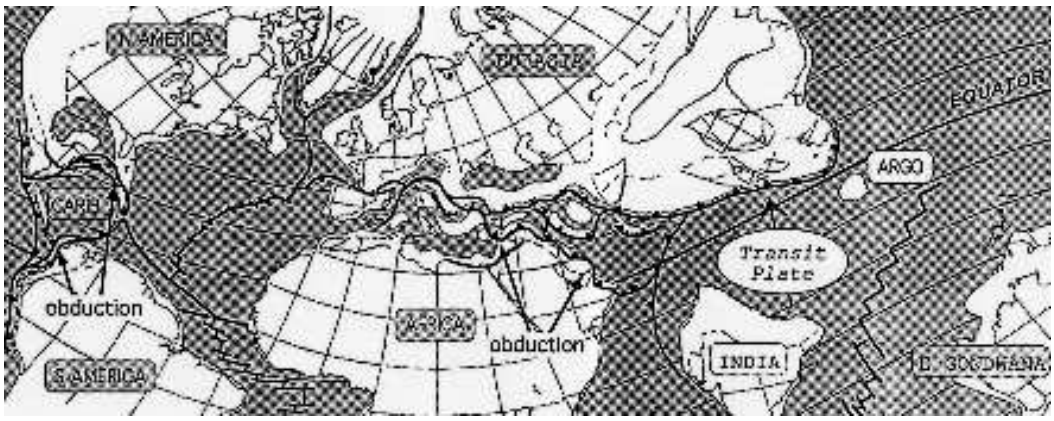

Fig. 4.15 – Configuration des plaques au Crétacé sup. (Dercourt et al., 1992)

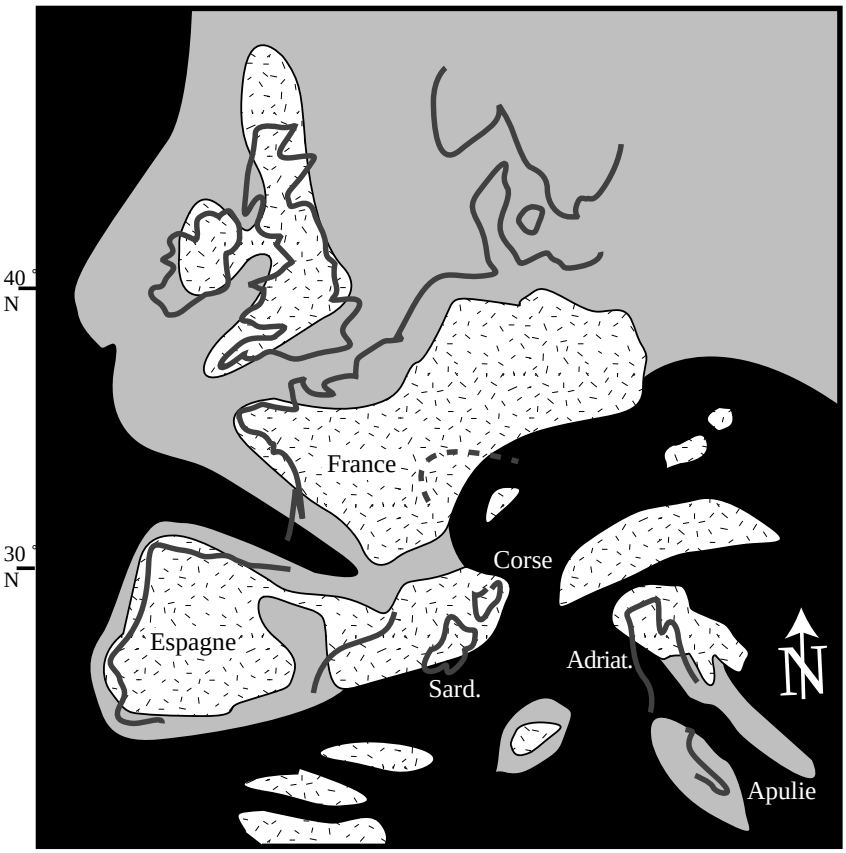

Fig. 4.16 – Paléogéographie de l'Europe au Crétacé sup.

4.2 Les bassins sédimentaires Francais

Ils présentent des caractéristiques différentes ; ainsi s'opposent par exemple le Bassin Parisien, bassin intracratonique assez peu épais, aux dépôts de faible tranche d'eau, et le Bassin du Sud-Est, sur une marge passive, 3 fois plus épais et présentant des faciès profonds.

4.2.1 Le Bassin Parisien

Les terrains y sont disposés en auréoles concentriques, les terrains les plus jeunes au centre.

Le Trias est gréseux ou évaporitique (faible tranche d'eau, émersion). Il témoigne d'un bassin côtier et de faible profondeur, entouré de reliefs au Nord, au Sud et à l'Ouest. L'étude des chenaux fluviatiles indique des courants allant vers l'Est ; le bassin est donc ouvert sur une "mer Germanique" (fig. 4.17), reliée par le Nord à la Téthys. Les grès du Trias forment la partie Ouest des Vosges.

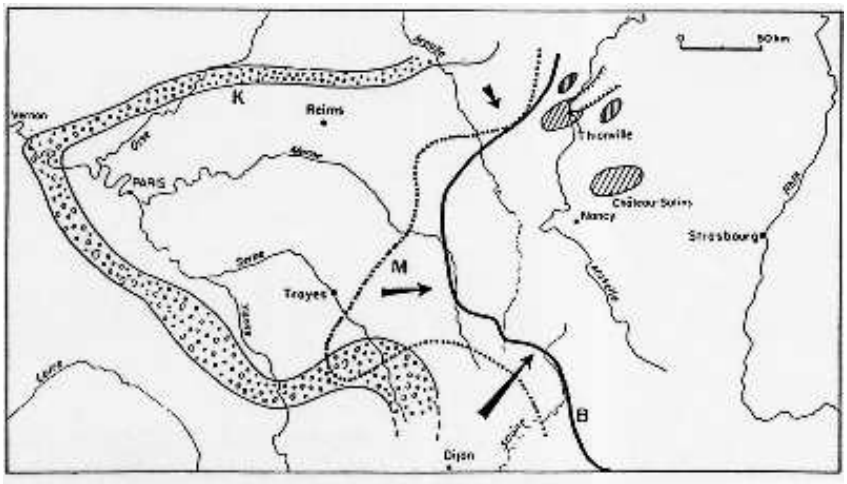

Fig. 4.17 – Le bassin Parisien au Trias (Debelmas)

Par la suite, on lit très nettement sur la carte les transgressions successives qui se recouvrent mutuellement. Elles sont séparées de régressions, voire d'émersions. Au Lias, la géographie est la même, mais les dépôts, uniquement détritiques au Trias, ont une composante biologique et bioclastique de plus en plus importante.

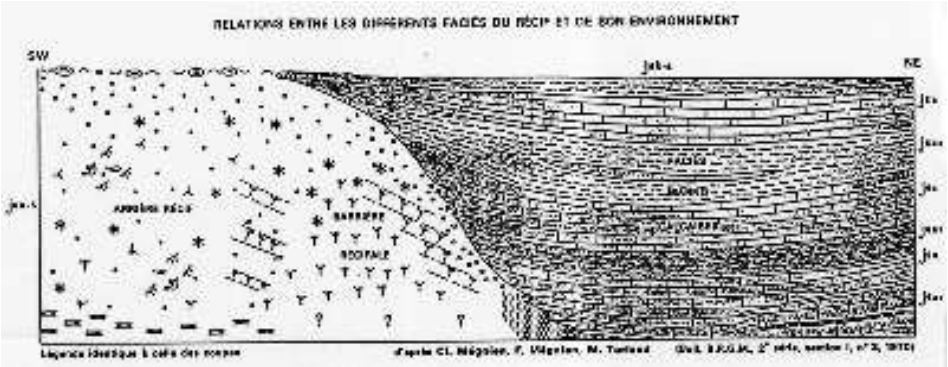

Fig. 4.18 – le récif oxfordien de Chatel–Censoir (Vermenton 1/50000)

A partir du Dogger, la géographie change : le bassin est maintenant ouvert sur l'Océan Alpin. Le Dogger est constitué de calcaires bioclastiques et oolithiques (faciès de faible profondeur). Il présente un intérêt économique certain, avec par exemple l'Aalénien du Nord du bassin ("minette" de Lorraine : oolithes ferrugineuses exploitées pour le fer) ou les réservoirs de pétrole du Callovien. Au Malm, on est sur une plate-forme carbonatée en climat tropical, d'assez faible profondeur ; on peut citer le calcaire récifal (Oxfordien) de Chatel-Censoir (Vermenton 1/50000) (fig. 4.18). Le Jurassique se termine par une émersion (voir par exemple les faciès "purbeckiens" du Jurassique terminal en Bourgogne et dans le Jura, sableux, gypseux, etc. qui témoignent de milieux lagunaires voire continentaux).

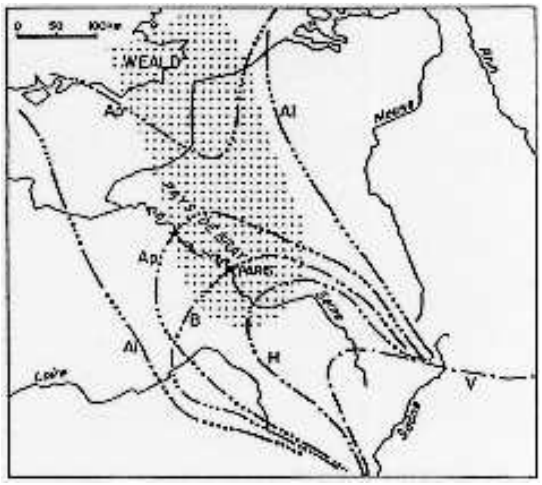

Fig. 4.19 – Transgressions successives du Crétacé inf. dans le Bassin Parisien (Debelmas)

Le Crétacé inférieur est marqué par une série de transgressions (fig. 4.19) en provenance de l'Océan Alpin, qui vont de plus en plus loin au NW.

Au Crétacé supérieur, le Bassin est rattaché à l'Atlantique. Au Cénomanien et au Turonien, la transgression est maximale. C'est à cette période que la mer va le plus loin sur les continents avoisinants. Le faciès dominant de cette période est la craie. A la fin du Crétacé sup., la mer se retire et laisse le Bassin Parisien émergé.

Si le début du Tertiaire est encore marqué par des faciès assez marins, l'Eocène est principalement sableux et gréseux (épicontinental, voire continental) et l'Oligocène est franchement continental (Sables de Fontainebleau), le Bassin Parisien n'est dès lors plus qu'un golfe souvent émergé au bord de l'Atlantique.

Il faut rappeler l'existence, sur la bordure E du bassin, des classiques cuestas (fig. 4.20)

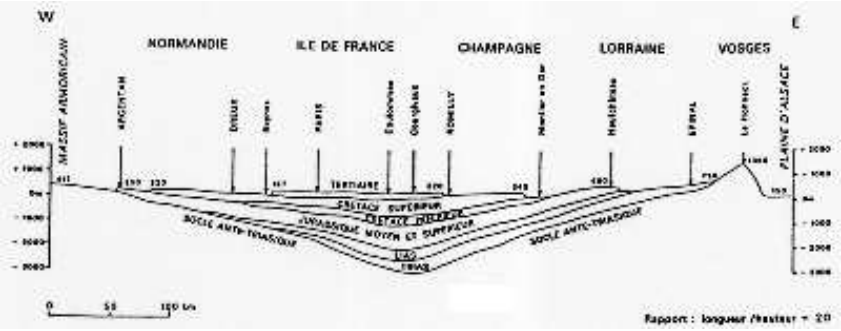

Fig. 4.20 – Les cuestas du Bassin Parisien.

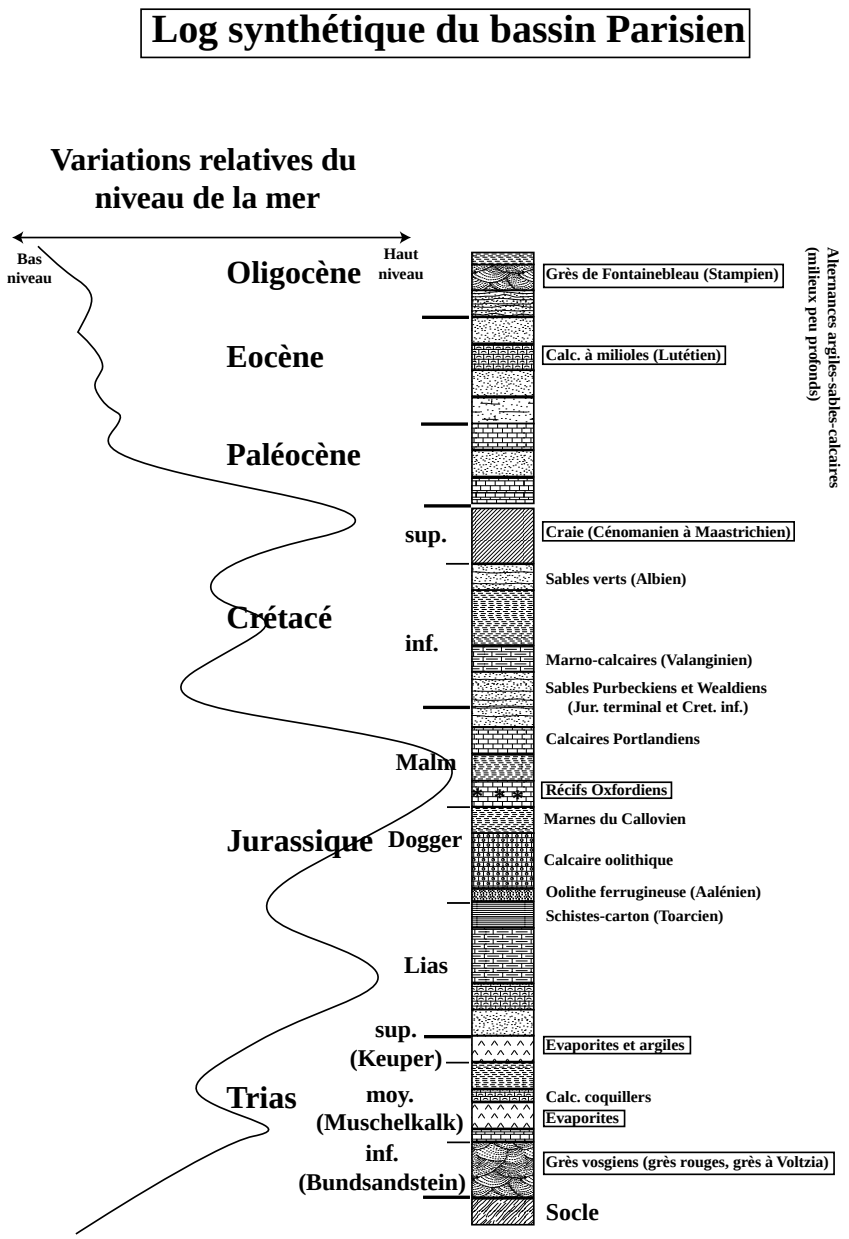

Fig. 4.21 – Log du bassin de Paris. Il s'agit bien sur de log synthétique, correspondant à une série idéalisée. A gauche figure une représentation graphique et qualitative de la variation du niveau relatif de la mer ; à droite, quelques faciès notables (les faciès encadrés sont à peu près "incontournables").

4.2.2 Le bassin du Sud-Est

Les sédiments sont souvent plissés et intégrés dans les chaînes Sub-Alpines, Languedociennes ou Provençales. Il s'agit de la marge de l'Océan Alpin. Dans cette partie ne sera abordée que la zone dite "dauphinoise" (voir plus loin), qui a été la moins affectée par l'orogénèse alpine. Cette partie correspond principalement au talus continental de l'océan Alpin.

Comme partout en France, le Trias est principalement évaporitique et détritique (pénéplaine post-hercynienne).

Le Lias s'observe soit à l'Est, soit à l'Ouest du bassin. A l'Est, il est repris par l'orogénèse alpine ; il constitue alors les blocs basculés décrits précedement. Il s'agit de calcaires et de marno-calcaires souvent conglomératique (dépôts au voisinage d'un relief, en l'occurence les blocs basculés en formation). Il est syn-rift. A l'Ouest, il affleure dans la bordure sous-Cévenole, à la base des grands Causses, et sur de petits lambeaux dispersés sur le socle Hercynien. Ses faciès sont cotiers : lagunes avec traces d'émersion (fentes de dessications, empreintes de dinosaures, vus en excursion).

Le Jurassique moyen et supérieur affleure au centre du bassin (Drôme) et dans les Causses.Il s'agit de faciès de plate-forme en bordure du bassin (Causses), mais au centre et à l'Est de faciès de pied de marge ("terres noires"), marneux, fréquement fossilifères (ammonites).

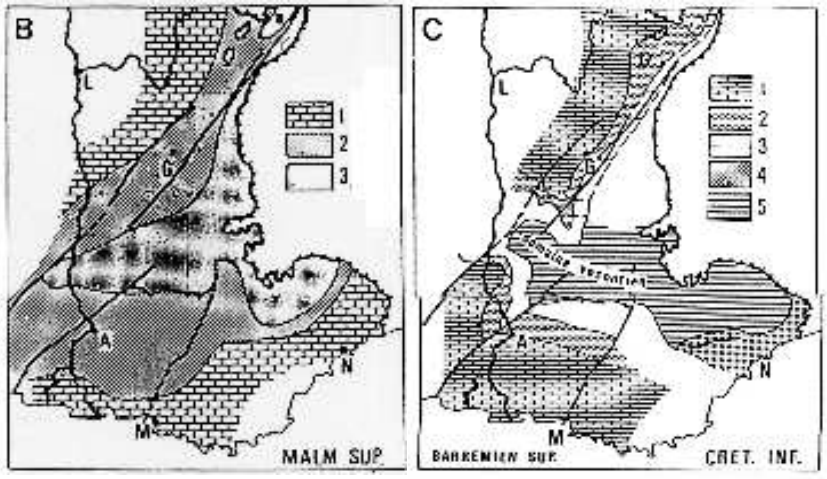

Fig. 4.22 – La "fosse vocontienne" : à gauche, au Portlandien ; à droite, au Barrémien.

Dès cette époque, on peut séparer une zone plus profonde ("fosse vocontienne", surtout dans le Sud de la Drôme) entourée de zones moins profondes (Chaînes subalpines du Nord : Vercors, Chartreuse...), Ventoux et garrigues Gardoises et Ardèchoises. Le Jurassique se termine par le Portlandien, récifal dans les zones peu profondes et à faciès Tithonique dans la fosse vocontienne : ces calcaires massifs formés de brèches intra-formationelles sont interprétés comme des turbidites (fig. 4.22). La barre tithonique est un élément morphologique majeur des chaînes Subalpines.

Le Crétacé inférieur affleure très largement, dans l'ensemble du bassin. Sa base est formée de marno-calcaires et de marnes ; au Barrémien s'individualisent deux zones (fig. 4.22) :

- Une "plate-forme Urgonienne" ; elle est composée de calcaire récifal, massif (faciès Urgonien), qui joue un rôle morphologique capital.
- Dans la fosse Vocontienne, des faciès calcaro-gréseux détritiques (pied de marge).

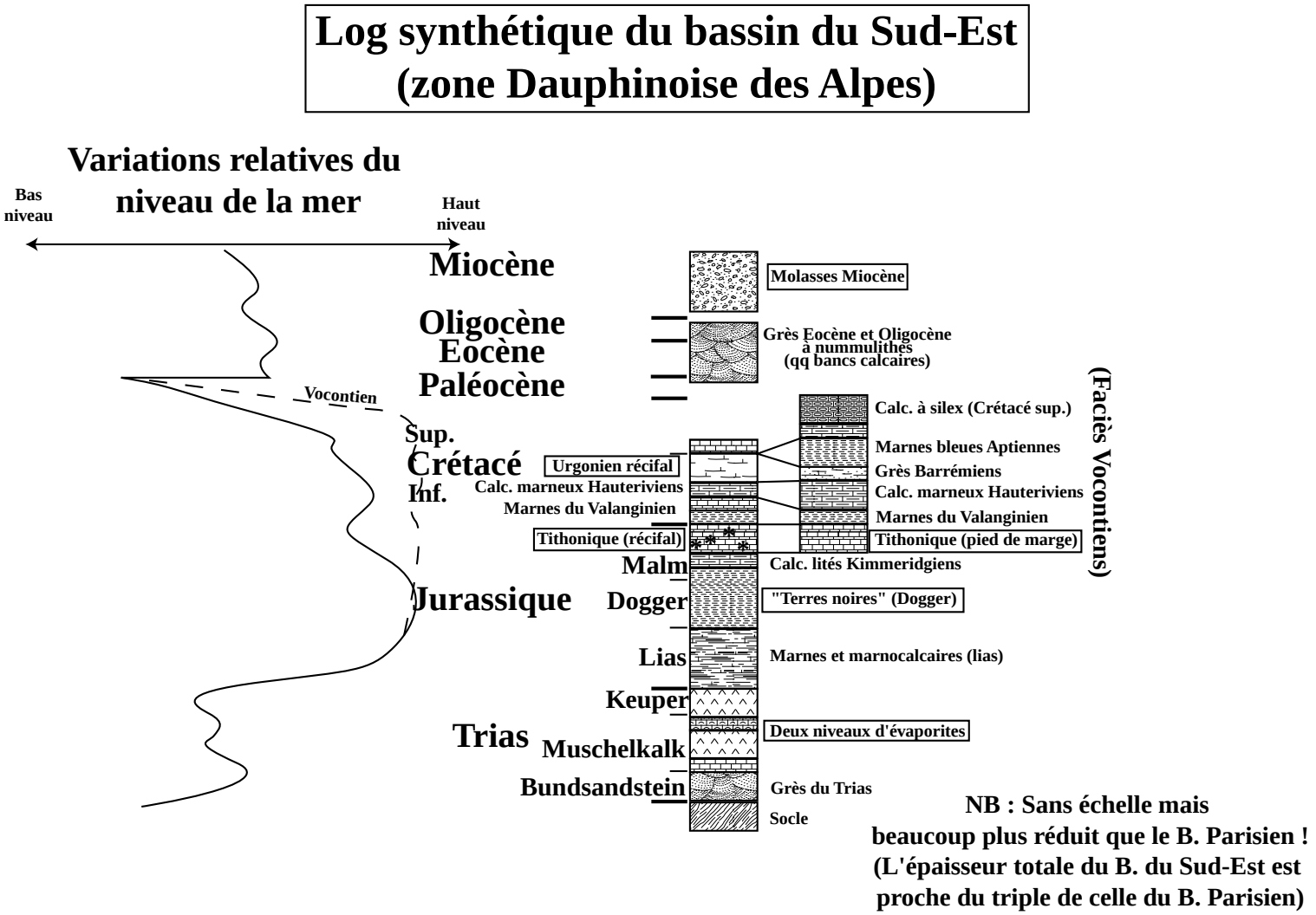

Fig. 4.23 – Log synthétique du bassin du Sud-Est. Mêmes remarques que fig. 4.21. Attention aux différences d'échelle, le bassin du SE est trois fois plus épais que le bassin de Paris !

Le Crétacé supérieur affleure peu dans le bassin du Sud-Est ; il existe principalement dans des coeurs de synclinaux. Il s'agit également de calcaires, formés dans des milieux comparables à précedemment. A la fin du Crétacé sup., la région connaît une phase d'émersion ; elle est marquée par le dévellopement de karsts et leur remplissage par de la bauxite (le nom vient des Baux-de-Provence, dans le Vaucluse ; elle est exploitée autour de Marseille, et à Bédarieux, dans l'Ouest de l'Hérault).

L'Eocène est essentiellement constitué par des dépôts continentaux, localisés dans les coeurs de synclinaux (liés à l'orogénèse Pyrénéo-Provencale). Ce sont des dépôts syntectoniques, qui n'ont sans doute jamais existé ailleurs que dans ces plis (zones déprimées à l'époque du dépôt).

L'Oligocène est lié à la distension péri-Alpine et sera décrit ultérieurement ; le Miocène est formé de molasses de démantelement des Alpes (conglomérats souvent grossiers).

4.2.3 Le bassin aquitain

Les terrains sont ici aussi disposés grossièrement en auréoles concentriques. Au Sud, sa structure est perturbée par les Pyrénées.

Le Bassin Aquitain a d'abord été une dépendance de l'Océan Alpin, alimentée par deux détroits ou subsistent quelques terrains Jurassiques : le Rouergue, à l'Ouest des Causses, et le Lauraguais (Carcassonne). Cette situation dure du Trias au Crétacé inférieur. Pendant toute cette période, les dépôts aquitains sont caractéristiques d'un bassin peu profond.

Cependant, un trait morphologique majeur du Bassin Aquitain dès cette période est l'opposition entre le Nord, peu subsident, et le Sud, plus profond. Cette dissymétrie durera pendant toute la vie du bassin, elle sera même amplifiée au Crétacé lors de l'ouverture du golfe de Gascogne.

LeTrias et le Lias sont évaporitiques et détritiques. Quasiment inexistant au Nord, le Trias atteint plusieurs centaines de mètres au Sud (fig. 4.24).

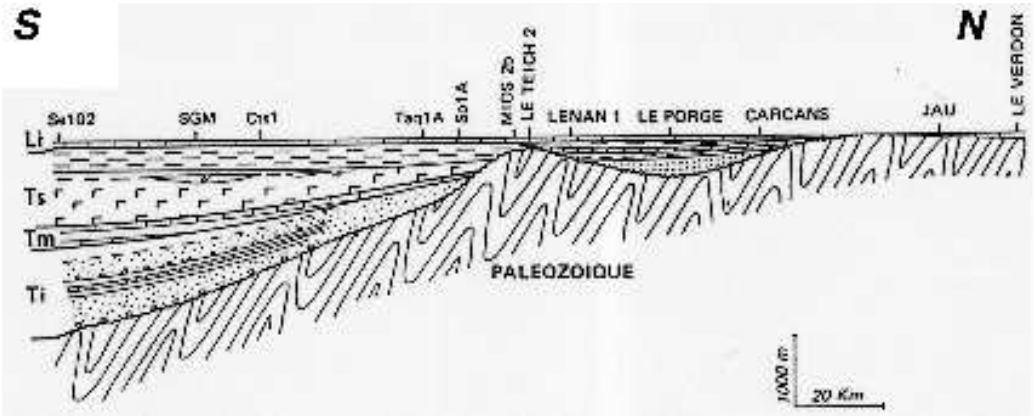

Fig. 4.24 – Le Trias Aquitain (Debelmas) (Coupe N-S, parallèle à la côte Atlantique, de Bayonne à la Gironde).

Vers son sommet, le Lias évolue vers des faciès plus terrigènes.

Au Dogger et au Malm, la partie Sud-Ouest du bassin présente des faciès assez profonds, mais peu épais, alors que l'Est (Quercy) voit s'installer une barrière récifale (fig. 4.25).

A la fin du Jurassique et au début du Crétacé, le bassin connaît une phase d'émersion ; elle est synchrone du développement de diapirs salifères (formés par les évaporites du Trias), qui serviront de pièges à hydrocarbures (Parentis, Lacq). La sédimentation est restreinte à quelques petits bassins isolés.

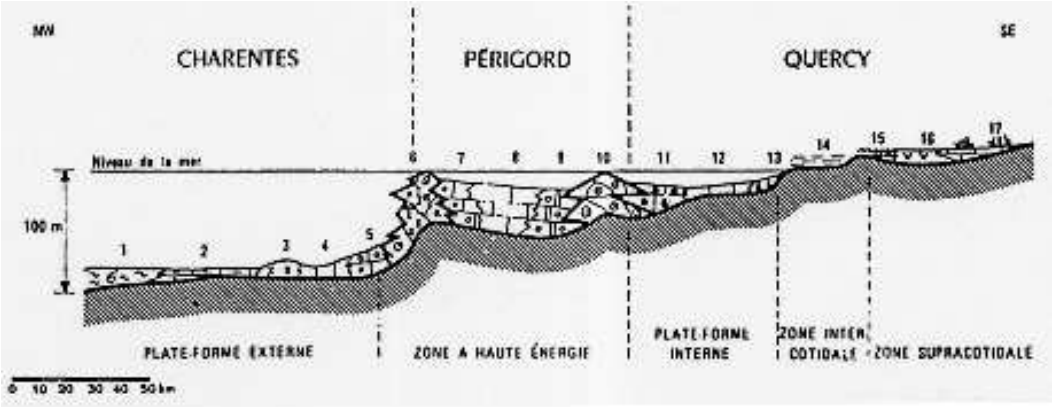

Fig. 4.25 – La plate-forme carbonatée du Jurassique Aquitain (Debelmas).

Vers la fin du Crétacé inférieur commence l'ouverture "en ciseaux" du golfe de Gascogne (cf paragraphe 4.1.3). Désormais le bassin Aquitain a une affinité Atlantique, et les principaux dépots se localisent dans l'axe de l'ouverture océanique, où les dépôts sont marins, de plus en plus profonds (le Crétacé est transgressif, comme la carte le montre), et en bordure des Pyrénées en formation, au Sud, où les dépots sont très détritiques ("fosse sous-Pyrénéenne").

A l'Eocène, l'histoire est la même ; la fosse Sous-pyrenéenne se comble et la sédimentation subsiste au centre du bassin.

L'Oligocène, puis le miocène, illustrent le comblement progressif du bassin par des sédiments de milieux de moins en moins profonds.

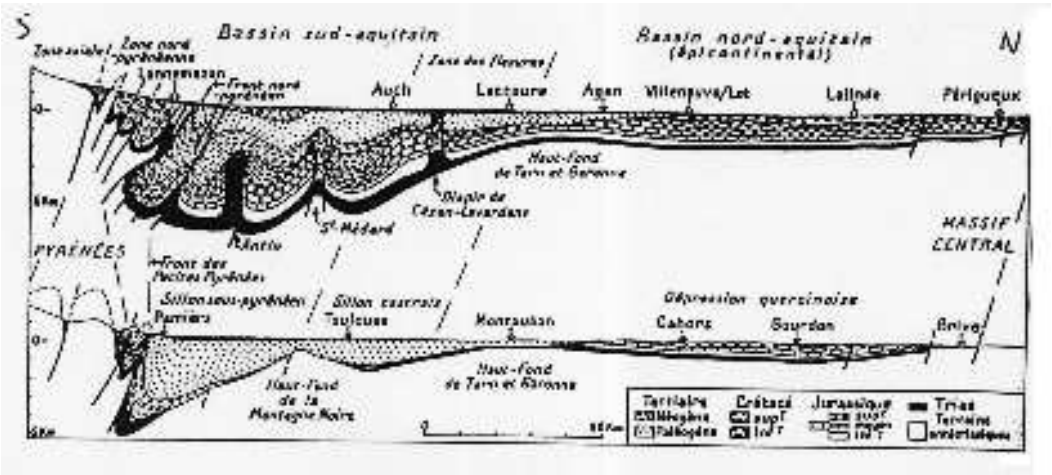

Fig. 4.26 – Coupe schématique du bassin Aquitain (Guide rouge).

La sédimentation du Bassin aquitain est trop compartimentée et trop disparate pour établir un log synthétique représentatif.

4.3 Synthèse paléogéographique

Les cartes suivantes résument les caractéristiques des principaux faciès des bassins sédimentaires Français...

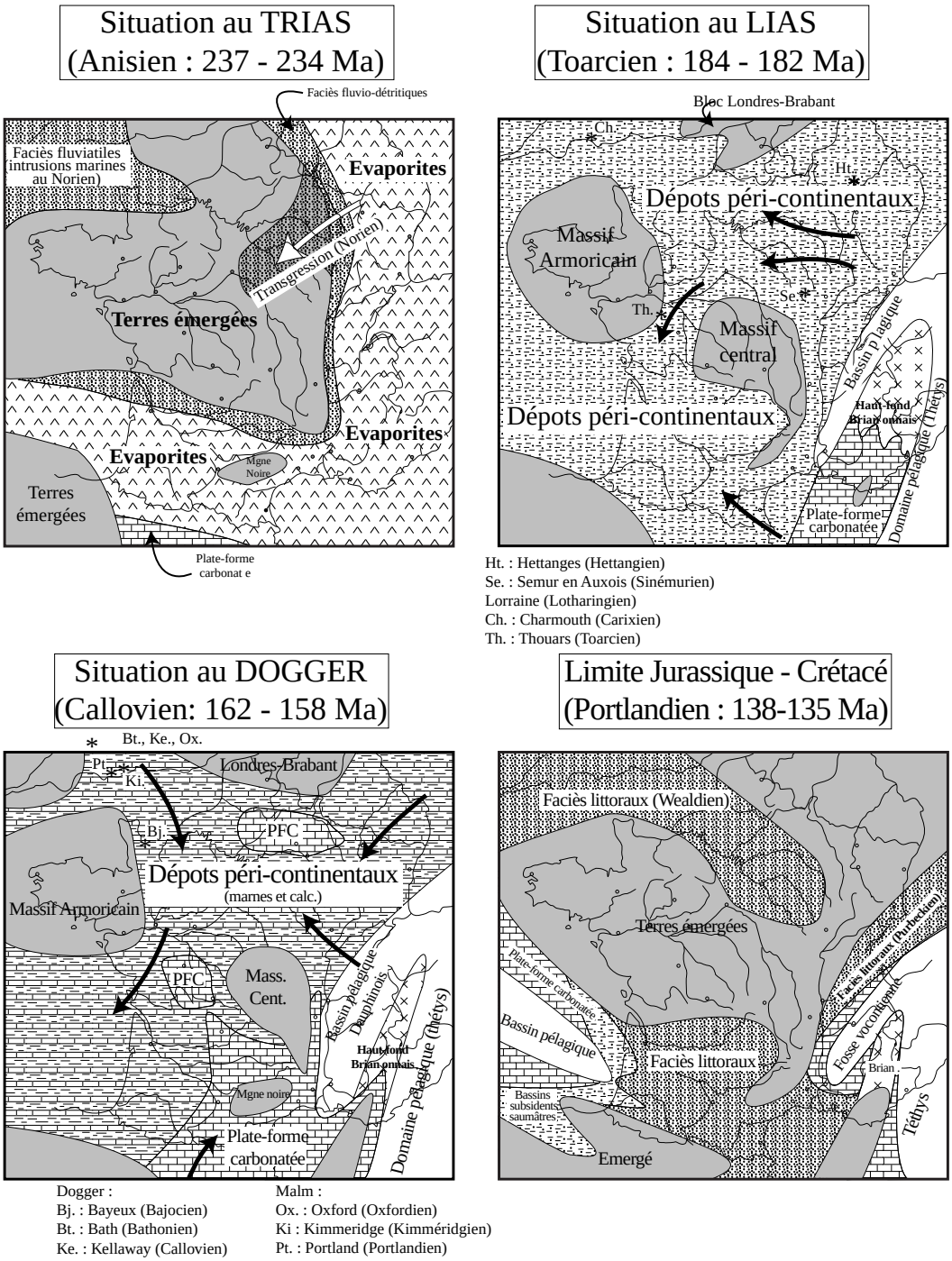

Fig. 4.27 – Carte des faciès du Mésozoïque en France. Les localisations des stratoypes sont aussi indiquées.

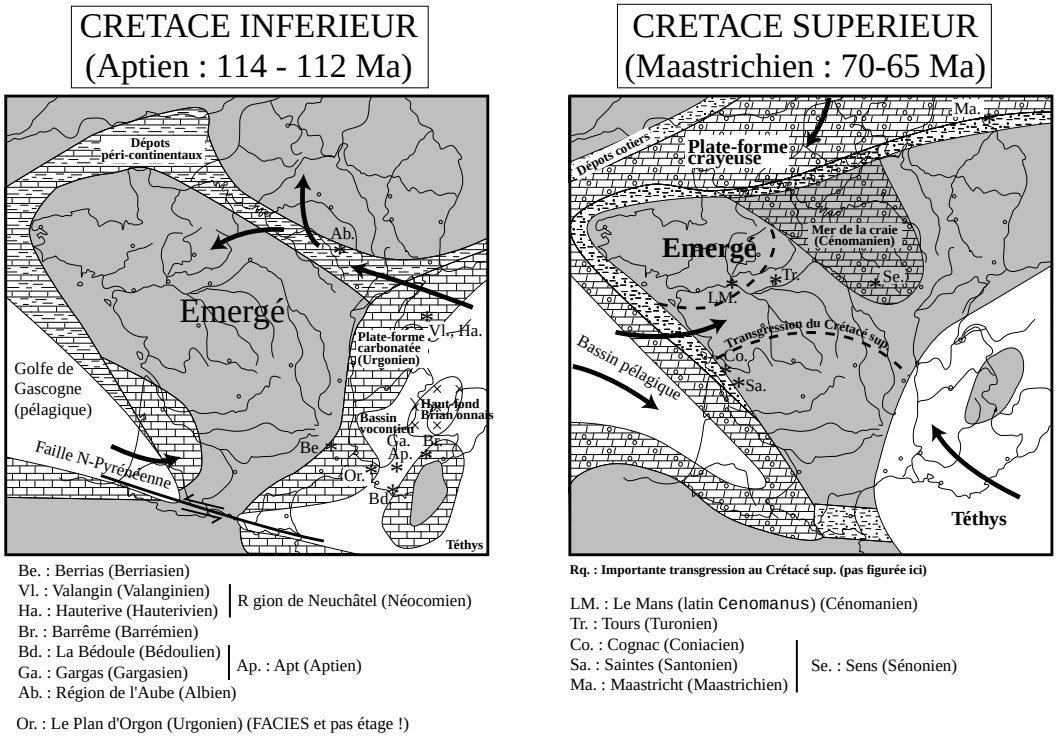

Fig. 4.28 – Carte des faciès du Mésozoïque en France (suite).

Chapitre 5

L'histoire Alpine s.s.

Elle s'intègre plus généralement dans le cadre des chaînes issues de la fermeture de la Téthys, et de l'ouverture de l'Atlantique ; la Méditerranée est un vestige de la Téthys. Dans la région, la tectonique tertiaire est principalement liée à la convergence Afrique-Europe. Dans cette partie, seule les Alpes seront étudiées ; les autres évènements Alpins seront traités au chapitre 6.1, bien que certains (Chaîne pyrénéo-provençale) soient plus précoces.

5.1 Géodynamique

Elle a été évoquée plus haut (figures 4.1 à 4.16). L'ouverture de l'Océan Alpin (connu aussi sous le nom de "Téthys Ligure"), dépendance de la Téthys, au Lias permet le dépôt d'épais sédiments sur les deux marges de cet océan. L'Océan Alpin reste pendant toute son existence un océan étroit (1000 km). Dès le Crétacé supérieur, l'Océan Atlantique commence à s'ouvrir (Atlantique central d'abord, puis Nord, puis Sud) ; il repousse le continent européen vers le Sud-Est et l'Océan Alpin se referme progressivement. Le reste de la Téthys se referme également et donne naissance aux chaînes himalayennes, iraniennes, etc.

Il ne faut pas oublier que les Alpes s'étendent en fait depuis la France jusqu'à la Roumanie (Carpathes) ; leur direction est donc principalement Est-Ouest. La direction Nord-Sud des Alpes Franco-Italiennes qui vont être étudiées ici n'est donc que la terminaison de cette chaîne.

5.2 Zonéographie de la chaîne alpine

La chaîne alpine Franco-Italienne est classiquement, et depuis longtemps, divisée en plusieurs zones (figure 5.2 et 5.1), qui sont (de l'extérieur vers l'intérieur) :

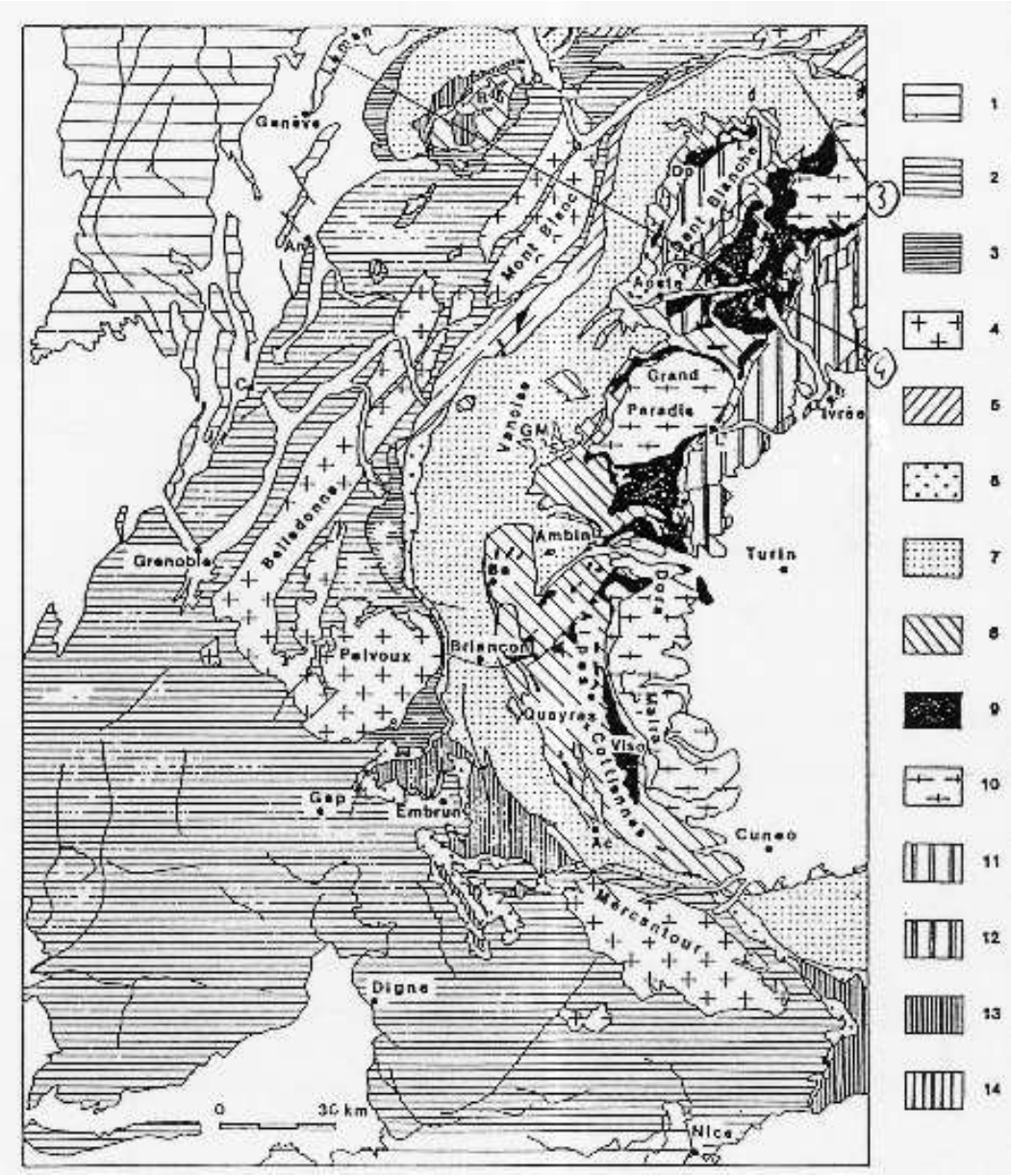

Fig. 5.1 – Zonéographie des Alpes. Les traits de coupe de la fig. 5.3 sont figurés.

5.2.1 Les bassins molassiques périphériques

Une couronne de bassins molassiques essentiellement miocènes (quelques un débutent à l'Oligocène) entoure la chaîne alpine : vallée du Rhône, bassin franco-suisse, etc. Les dépots sont grossiers, avec des éléments détritiques provenant des zones internes. Les molasses sont fréquement déformées.

5.2.2 La zone Dauphinoise

Elle est constituée d'un socle (hercynien), qui affleure dans les Massifs Cristallins Externes (MCE) (Aiguilles Rouges et Mont Blanc, Belledonne, Pelvoux, Mercantour) (on parle parfois de zone Ultra-Dauphinoise), et de sa couverture sédimentaire (décrite dans le paragraphe "bassin du Sud-Est") : ce sont des sédiments de plate-forme et de marge continentale. Elle est déformée tardivement (le Miocène est déformé, comme on le voit partout) et forme les chaînes sub-alpines. Elle repose (tectoniquement) sur l'avant-pays (MCF et sa couverture), qui présente des lithologies analogues à la zone dauphinoise. Au Sud (La Javie 1/50000), la structure se complique (Nappe de Digne).

5.2.3 La zone Briançonnaise (et sub–Briançonnaise)

Elle repose sur la zone Dauphinoise par le "Chevauchement Pennique Frontal" (CPF). On y trouve un socle continental, fréquement composé de dépots carbonifères, houillers, et des sédiments de pied de marge (Flysch à Helminthoïdes, qui forme souvent une nappe décollée et transportée vers les zones externes ; mais aussi dépots de "haut-fond" intra-océanique). La zone briançonnaise a subi un métamorphisme HP-BT à l'Eocène (faciès schiste bleu).

5.2.4 La zone (Liguro–)Piémontaise

Elle chevauche également vers l'Ouest la zone Briançonnaise. Elle est composée de matériel océanique : "schistes lustrés" et ophiolites, le tout métamorphisé à l'Eocène en schiste bleu, voire éclogite. Des fenêtres dans cette zone font apparaître un socle (eclogitisé) d'affinité discutée : ce sont les Massifs Cristallins Internes (MCI) (Dora Maira, Grand Paradis). Ils ont également subi un métamorphisme HP-BT (La coésite, polymorphe de haute pression (¿ 30 Kb) du quartz a été décrite pour la première fois dans le massif de Dora Maira).

5.2.5 La zone austro-alpine

Dans les Alpes franco-italiennes, elle est présentre sous forme de klippes (Dent Rouge, Sesia) de socle continental, métamorphisé en faciès éclogite. Comme son nom l'indique, elle est mieux représentée en Autriche. Elle correspond au continent africain et à sa marge passive.

5.2.6 La plaîne du Pô

C'est un bassin molassique Mio-Pliocène, séparé des Alpes par une grande faille subverticale : la ligne insubrienne.

Cette zonéographie met donc en évidence (fig. 5.2) la marge du continent Européen, métamorphisée et déformée dans la chaîne Alpine. L'origine de certaines zones (Afrique ou Europe ?) reste très controversée.

En Corse orientale, on retrouve des "schistes lustrés" et des ophiolites, métamorphisés en Schiste bleus et Eclogites, qui chevauchent le socle Hercynien (Corse occidentale). Cette structure a été perturbée au Miocène par des phénomènes extensifs décrits plus loin.

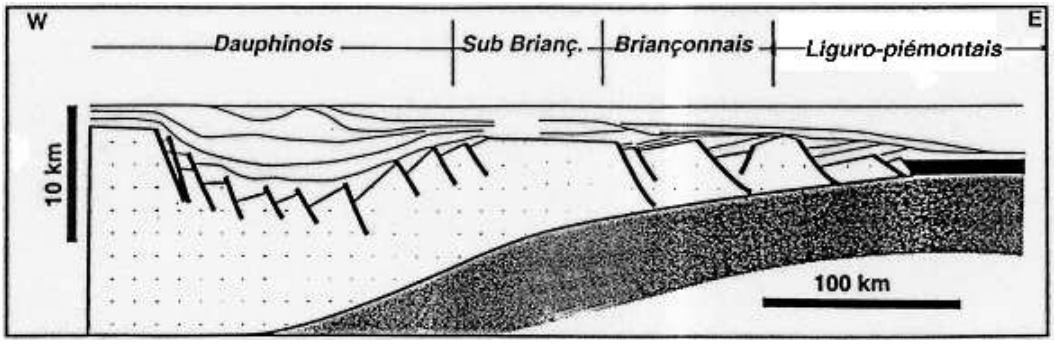

Fig. 5.2 – Paléogéographie de la marge Européenne (Jolivet, légèrement modifié)

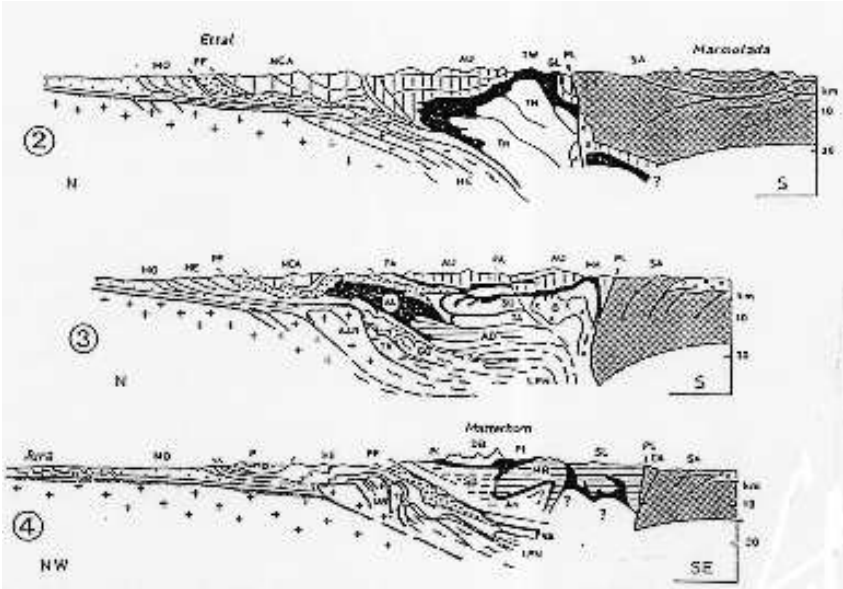

Fig. 5.3 – Coupes synthétiques des Alpes. Localisation : voir figure 5.1

5.3 Histoire tectono-métamorphique

5.3.1 Zones internes

(A l'Est du chevauchement pennique frontal) Comme la figure 5.3 le montre, les Alpes sont formées d'un empilement d'unités à l'échelle crustale. Dans le domaine interne, l'ensemble de ces unités ont subi un métamorphisme dans des conditions de type haute pression — basse température : schistes bleus ou éclogites. Ce métamorphisme affecte indifférement des unités continentales (Grand Paradis, Dora Maira et sa coésite) ou océaniques (éclogites du Viso, etc.). D'une unité à une autre, il y a des "sauts" de métamorphisme (passage sans transition d'une unité d'une certaine pression à une unité de pression différente, sans intermédiaires), qui montrent bien que les chevauchements sont postérieurs au métamorphisme.

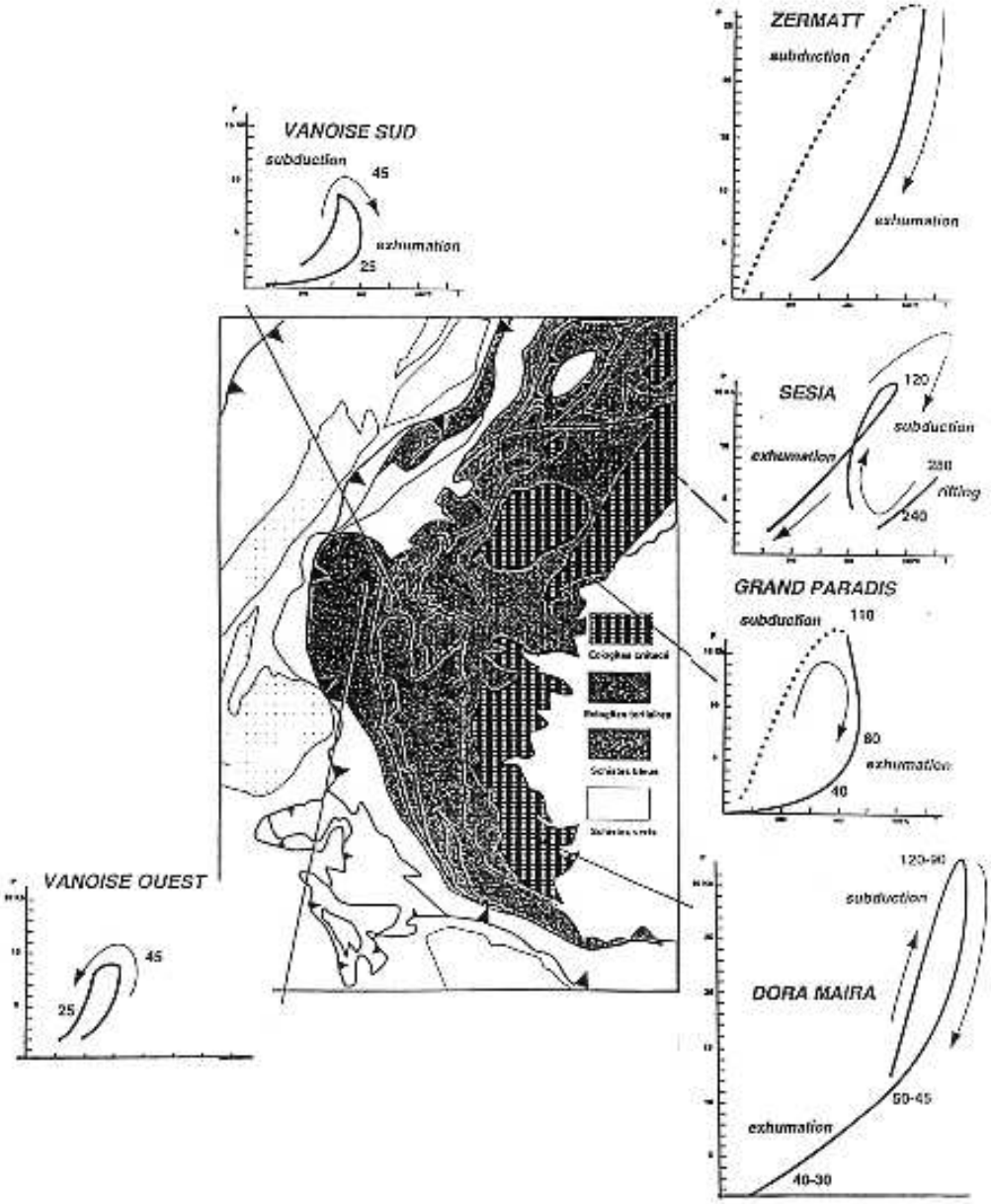

Fig. 5.4 – Age du métamorphisme, et trajets P–T–t (Jolivet)

Les conditions P–T et l'âge du pic de métamorphisme sont présentées fig. 5.4 ; les âges s'étendent de 120 à 45 Ma, les unités les plus occidentales étant métamorphisées plus tard. Il faut noter que le principal métamorphisme observé dans les Alpes est ce métamorphisme "froid" ; rien de comparable au gradient MP—MT synchrone des chevauchements de la chaîne hercynienne, à plus forte raison du gradient HT—BP fini-hercynien ; ceci étant probablement dû à la jeunesse relative de la chaîne Alpine qui ne s'est pas encore réchauffée.

Dans les détails, la structure de la zone interne reste débattue ; elle est en tout cas relativement complexe, formée d'une imbrication de nappes d'affinités et de degrés métamorphiques divers.

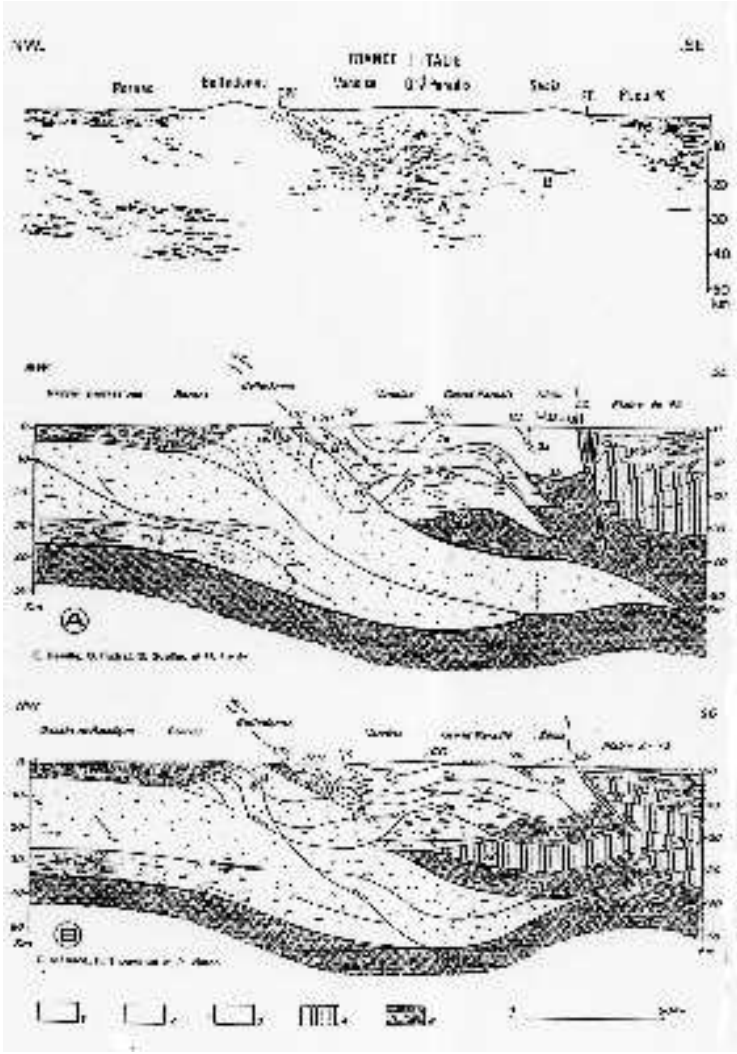

Fig. 5.5 – Deux interprétations du profil ECORS Alpes. 1 à 3 : Croûte européenne ; 4 : Croûte africaine, 5- Manteau.

La géophysique (profil ECORS) nous apprend que cette structure est d'échelle au moins crustale, et sans doute lithosphérique (figure 5.5) : ces chevauchements s'observent jusqu'à une profondeur de plus de 50 km. Il semble même que des éléments de manteau lithosphérique soient integrés dans ces chevauchements.

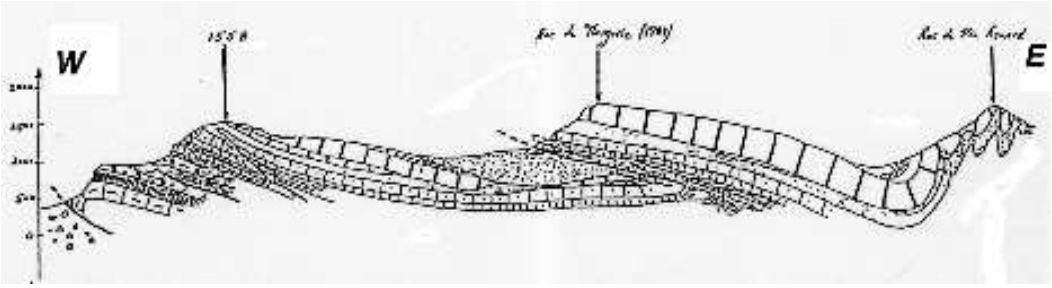

Fig. 5.6 – Coupe effectuée d'après Chambéry 1/50000 (Coupe J.–M. Caron).

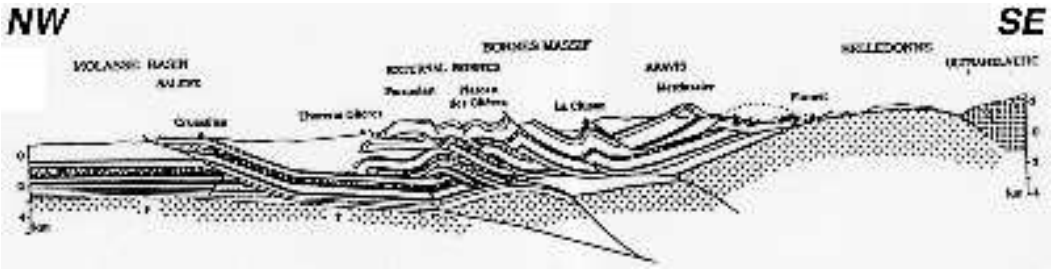

Fig. 5.7 – Relation entre Massifs Cristallins Externes et Chaînes Subalpines.

5.3.2 Les chaînes sub-alpines et le Jura

A l'avant de la chaîne, on retrouve des avants-pays plissés tout à fait analogues à ceux qu'on a décrit pour la chaîne hercynienne : ils présentent une tectonique caractéristique en plis et chevauchements, qui fait l'objet de multiples exercices de cartographie car ce sont les structures les plus pédagogiques... Par exemple les cartes de Grenoble, Vif, Pontarlier 1/50000.

Les chaînes Subalpines

Elles forment une couronne de massifs (Chablais, Bornes, Bauges, Chartreuse, Vercors...) autour des Alpes. Ils sont formés d'associations de plis souvent dissymétriques en grand, avec des flancs Est plus long que les flancs Ouest, souvent rompus par les chevauchements (figure 5.6). Les synclinaux forment les reliefs ("synclinaux perchés" armés par l'Urgonien et/ou le Tithonique). A leur front Ouest, les chaînes subalpines sont chevauchantes sur les molasses du Miocène, la tectonique est donc très tardive (Miocène à Pliocène, voire actuelle).

Ces structures (voir fig. 5.7) sont interprétées en terme de "glissement gravitaire" vers l'Ouest de la couverture sédimentaire désolidarisée du socle des Massifs Cristallins Externes, lors de la surrection de ceux-ci (avec rejeu inverse des failles normales qui guidaient l'ouverture du bassin).

Le Jura

C'est un arc de cercle au coin Nord-Ouest des Alpes. Il affecte des sédiments du Bassin Parisien (et non plus du bassin du Sud-Est). Il est structuré par un ensemble de chevauchements à la faveur du Trias salifère. Ce même Trias se retrouve au coeur des plis (bourrage) ; il permet d'accomoder le passage chevauchement-pli. Il est exploité en mines (Lons le Saulnier). Les plis du Jura sont fréquement coffrés (figure 58) ; ce sont les anticlinaux qui forment

les reliefs. Il n'y a pas de niveau repère qui ait l'importance morphologique de l'Urgonien plus au Sud. Le plus externe des chevauchements amène les sédiments Jurassiques sur les molasses Miocène de Bresse (fig. 5.9).

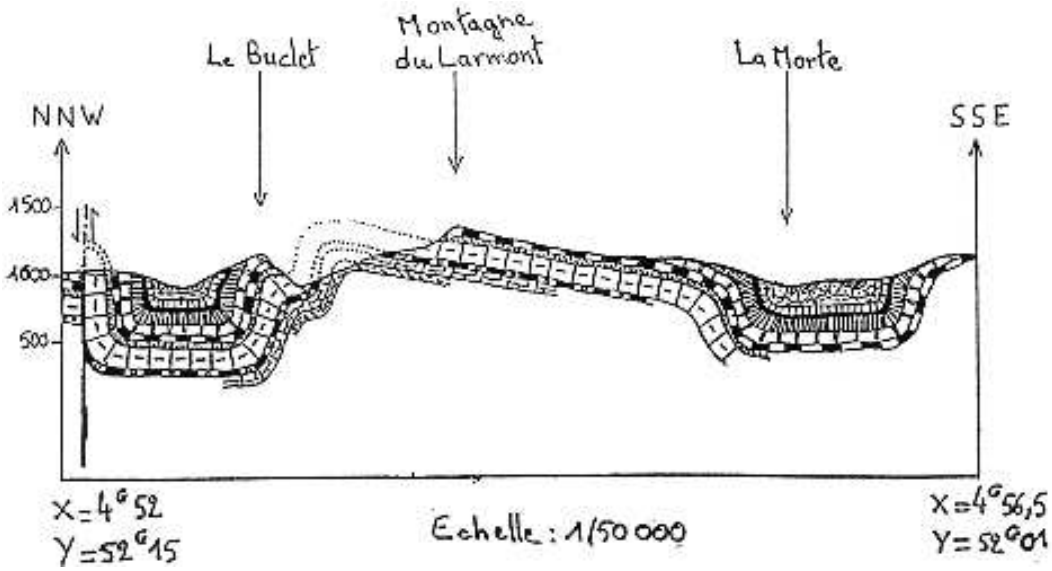

Fig. 5.8 – Coupe effectuée d'après Pontarlier 1/50000 (Coupe F. Maciejak).

Fig. 5.9 – Structure d'ensemble du Jura.

Enfin, le Jura est affecté par des décrochements et des chevauchements conjugués, que l'on peut interpréter par un poinçonnement d'orientation N315 environ (fig. 5.10).

5.3.3 Les bassins molassiques

A l'avant de la chaîne Alpine, on retrouve des bassins de démantelement de la chaîne. Ils présentent généralement des faciès peu profonds, voire continentaux ; ils sont Miocène, et chevauchés et plissés par les Alpes. En France, on retrouve des bassins dispersés au long de la vallée du Rhône, ainsi que le début du grand bassin franco-suisse.

5.4 Modèles de formation des Alpes

5.4.1 Les modèles classiques "subduction — collision"

Cette famille de modèles est la première envisagée pour expliquer les Alpes en termes de tectonique des plaques (par opposition aux modèles plus anciens de "géosynclinal", qui traînent encore dans certains ouvrages à la liste CAPES—Agreg !).

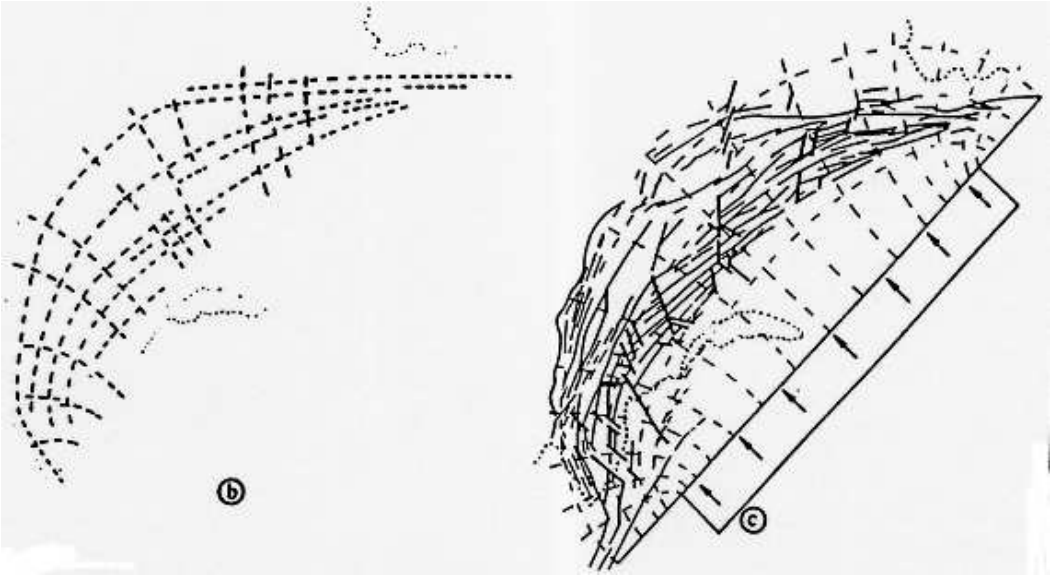

Fig. 5.10 – Poinçonnement dans le Jura.

Un d'entre eux est présenté fig. 5.11. Tous présentent les mêmes traits dominants :
- Subduction de la croûte de l'océan Alpin au Crétacé supérieur (voir l'âge du métamorphisme HP), puis de la croûte européenne quand toute la croûte océanique est engloutie, à la fin du Crétacé ;
- Obduction de la lithosphère océanique de l'océan Alpin à ce moment ;
- Collision et délamination de la lithosphère européenne, ce qui se traduit par de nombreux chevauchements.

Les variantes de ce modèle portent sur l'affinité (Européenne ou Africaine) de telle ou telle unité, sur la chronologie précise des évènements, sur l'existence ou non de phases d'extension au sein de cette collision, etc.

5.4.2 Les problèmes du modèle classique

Depuis quelques années, les géologues sont amenés à remettre en cause ce modèle, pour différentes raisons :
- Le problème de la subduction continentale : ce genre de modèle explique assez mal comment des unités continentales peuvent être emmenées à 100 km de profondeur (cf . coésite à Dora Maira).
- Le problème de la remontée : comment arrive-t-on à avoir les roches de très haute pression à l'affleurement ?
- Des problèmes géométriques : la coupe des Alpes montre un empilement d'unité assez fines (2 à 3 km maxi), ce qui ne se voit pas sur le modèle proposé (comparer les figures 5.3 et 5.11).
- Des problèmes chronologiques : à la même époque que la haute pression (en particulier dans les unités continentales), c'est à dire au début de l'Eocène, il existait encore un océan ouvert (foraminifères planctoniques), ce dont le modèle ne rend pas compte.

5.4.3 Les failles à Chemenda et la moulinette à Polino

Pour rendre compte de ces difficultés, plusieurs solutions ont été proposées :
- Des adaptations du modèle classique : en faisant intervenir, par exemple, un bassin

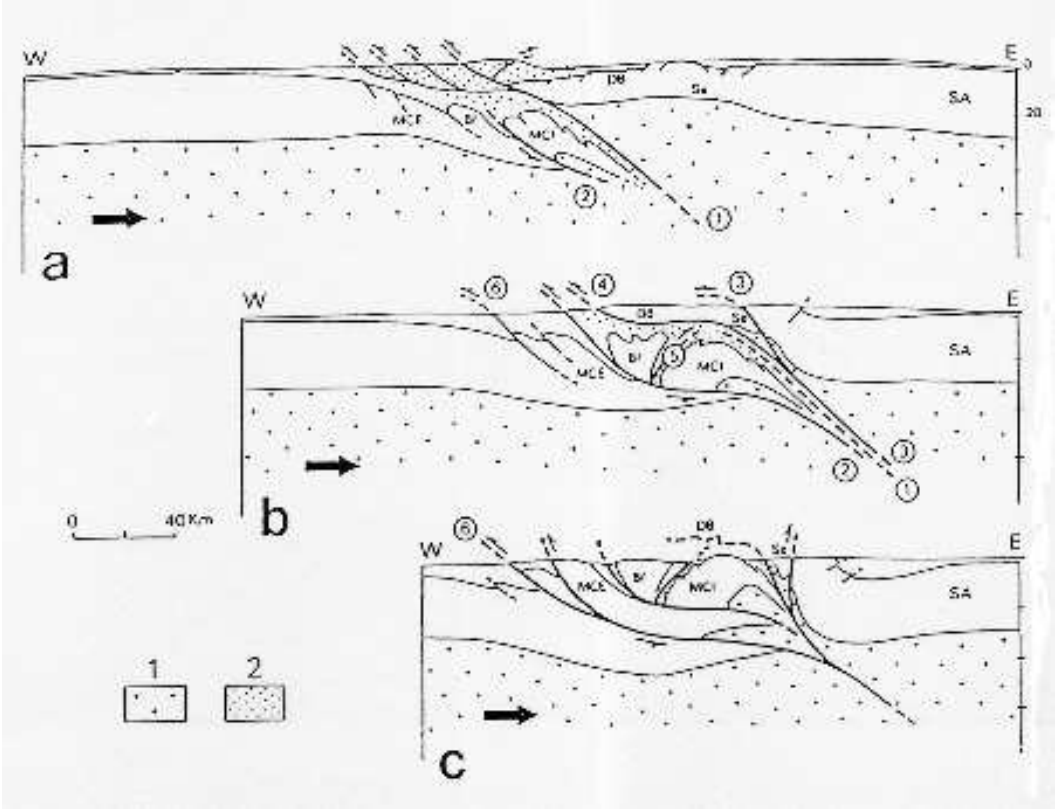

Fig. 5.11 – Un modèle classique d'évolution des Alpes, typique des années 80 (Debelmas et Mascle).

d'arrière-arc pour régler le problème chronologique. Les autres problèmes ne sont pas réglés pour autant.

– Des modèles basés sur l'existence de grandes failles normales à l'arrière de la chaîne : A.Chemenda a démontré, par des modèles analogiques (fig. 5.12) qu'il est possible d'enfouir de la croûte continentale si la compression est assez rapide ; dans ces conditions, on génère une grande faille normale à l'arrière de la chaîne susceptible de remonter très vite les roches subductées.
  Le problème d'un océan ouvert synchrone de la subduction continentale reste pourtant posé.
– Des modèles dits "prisme d'accrétion d'échelle lithosphérique", proposés par R.Polino, et défendus en France notament par les chercheurs lyonnais.
  Dans ces modèles, la subduction de l'océan Alpin joue un rôle dominant : des fragments de sédiments, de croûte océanique, voire de croûte continentale africaine arrachés par la plaque plongeante seraient entrainés en profondeur ; ils seraient là "bloqués" par la lithosphère africaine stable et forcés de remonter vers la surface (pour maintenir constant le volume du prisme). (fig. 5.13).
  Dans ce modèle, il est concevable qu'un même caillou fasse "plusieurs tours", c'est à dire qu'il retourne en base du prisme après avoir été ramené en surface ...d'où son surnom. Ce modèle résout élégamment quelques uns des problèmes posés par le modèle classique (chronologie, remontée des unités de haute pression, géométrie des nappes) ; cependant il pose quelques problèmes mécaniques (la base de la croûte est assez ductile, comment la plaque africaine peut elle jouer un rôle de butoir sans se découpler à ce niveau ?), métamorphiques (il existe des ophiolites qui n'ont apparement subi

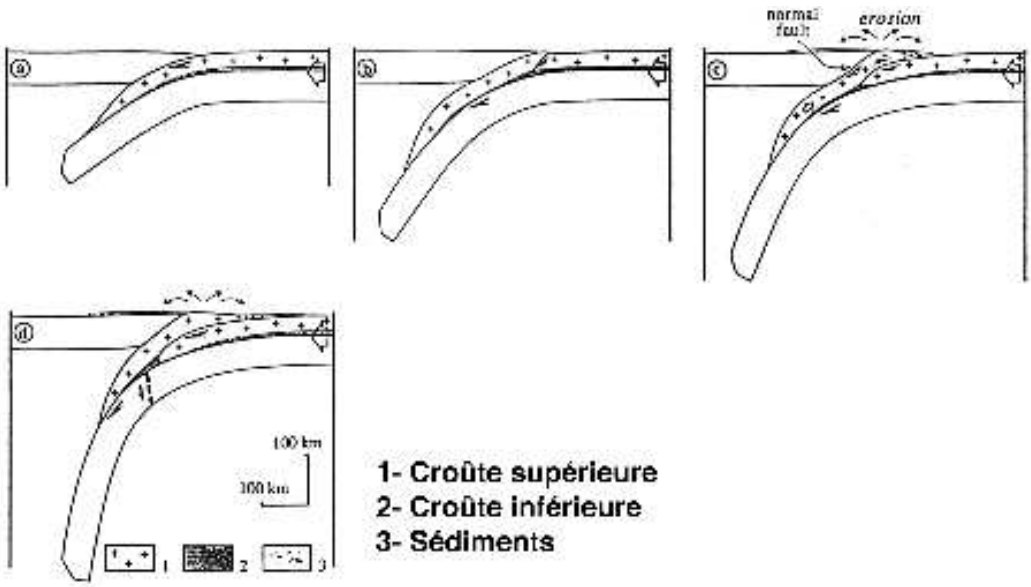

Fig. 5.12 – Modèle d'orogénèse avec grande faille normale en arrière (Chemenda et al., 1995)

aucun métamorphisme HP, ce qui semble impossible dans ce modèle) ...et humains (ce modèle est trop différent de ce qui est habituellement admis pour être facilement accepté par la communauté scientifique).

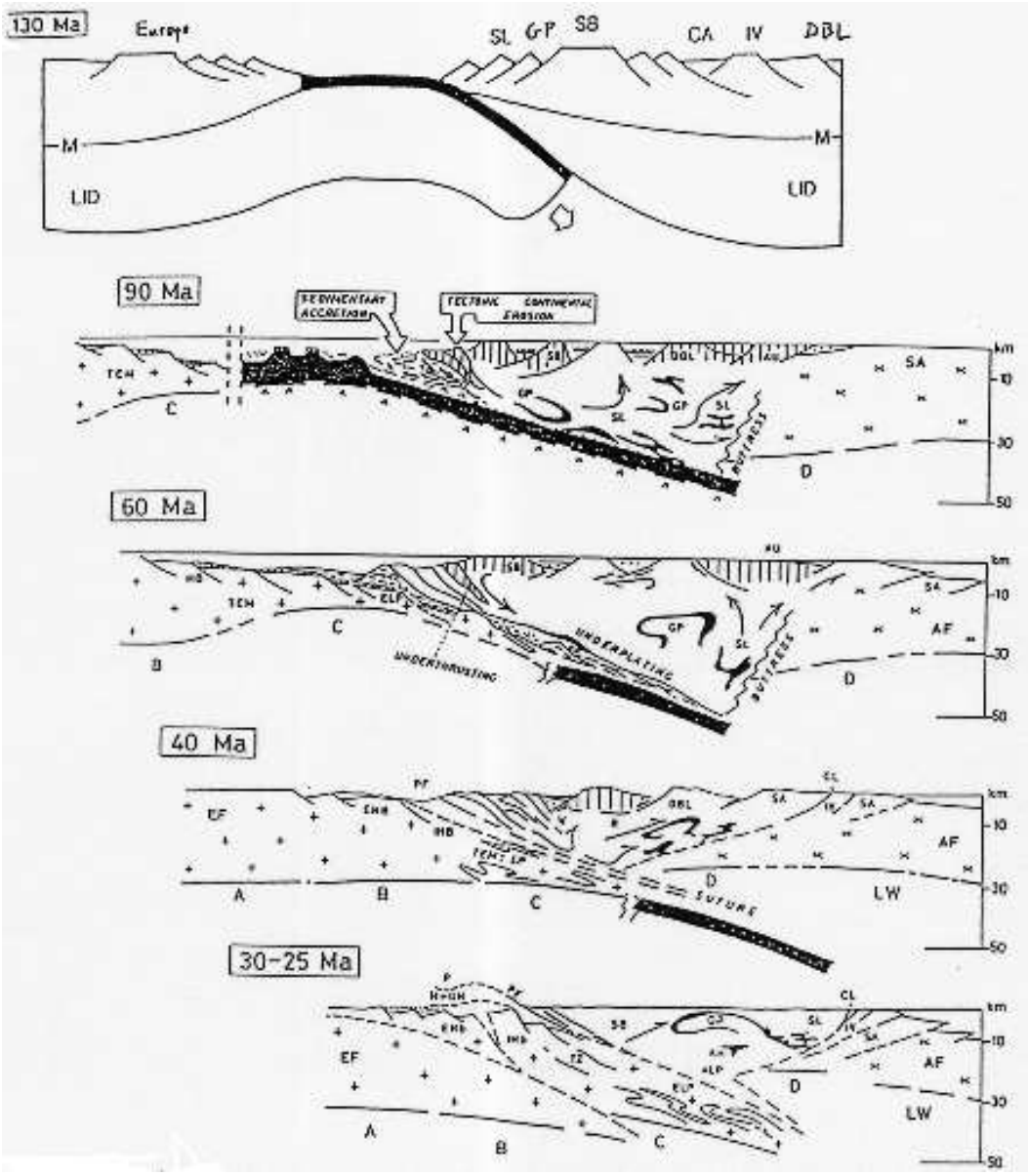

Fig. 5.13 – La “moulinette à Polino” : une vue extrémiste de la formation des Alpes ! (Polino et al., 1990).

Chapitre 6

Les autres structures alpines (au sens large)

Attention, les Pyrénées se forment avant les Alpes !!

6.1 Les chaînes précoces : la chaîne pyrénéo-provencale

Il s'agit bien d'une même chaîne, qui a été découpée par l'ouverture du Golfe du Lion à la fin du Miocène. On y reconnaît 3 régions :

6.1.1 Les Pyrénées

Les Pyrénées françaises sont classiquement divisées en plusieurs zones (figure 6.1) :

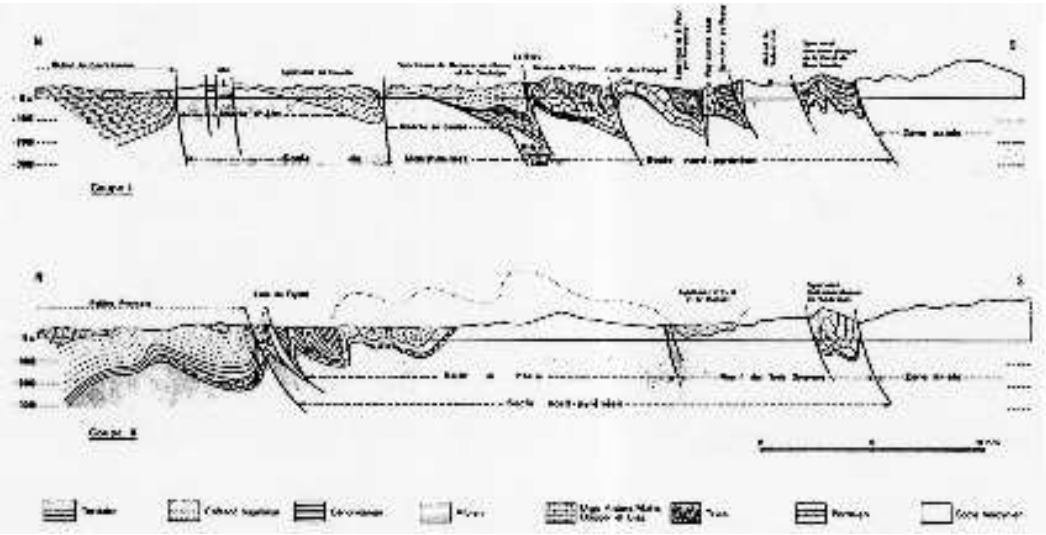

Fig. 6.1 – Structure d'ensemble des Pyrénées (Debelmas)

- La zone axiale, qui est un bloc de socle hercynien. Elle chevauche vers le Nord, par l'intermédiare du Front Nord-Pyrénéen (FNP) la Zone nord pyrénéenne.
- La zone nord-pyrénéenne, ou on retrouve des blocs hercyniens parmi des nappes de sédiments jurassiques et crétacés. Ces sédiments (cf St Girons 1/50 000) sont par endroits affectés d'un métamorphisme HT-BP, d'âge Crétacé sup. Ne pas confondre

ce métamorphisme à proprement parler pyrénéen de celui des massifs hercyniens “emballés” dans les Pyrénées. Par l’intermédiare du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen, la zone nord-pyrénéenne chevauche la zone Sous-Pyrénéenne.

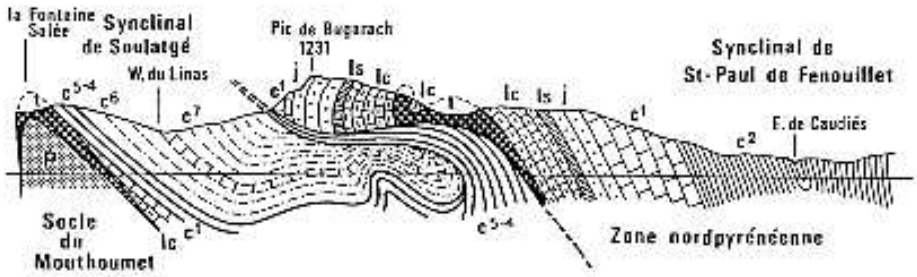

Fig. 6.2 – Un exemple de chevauchement ZNP sur ZSP : le Puech de Bugarach (Quillan 1/80 000) (Debelmas)

– La zone sous-pyrénéenne (autochtone). Elle est affectée d’une structure en plis (Exemple classique du synclinal de Lavelanet — Lavelanet 1/50 000) et chevauchements (fig. 65).

La structure est symétrique sur le versant Sud.

La structure superficielle (fig. 6.1), en chevauchements en éventail, est confirmée par les études sismiques (profil ECORS, figure 6.3). On vérifiera sur la carte au 1/1 000 000 (à l’Est de la chaîne) que la tectonique est bien Eocène.

L’élément structural le plus important est le front Nord-Pyrénéen (FNP).

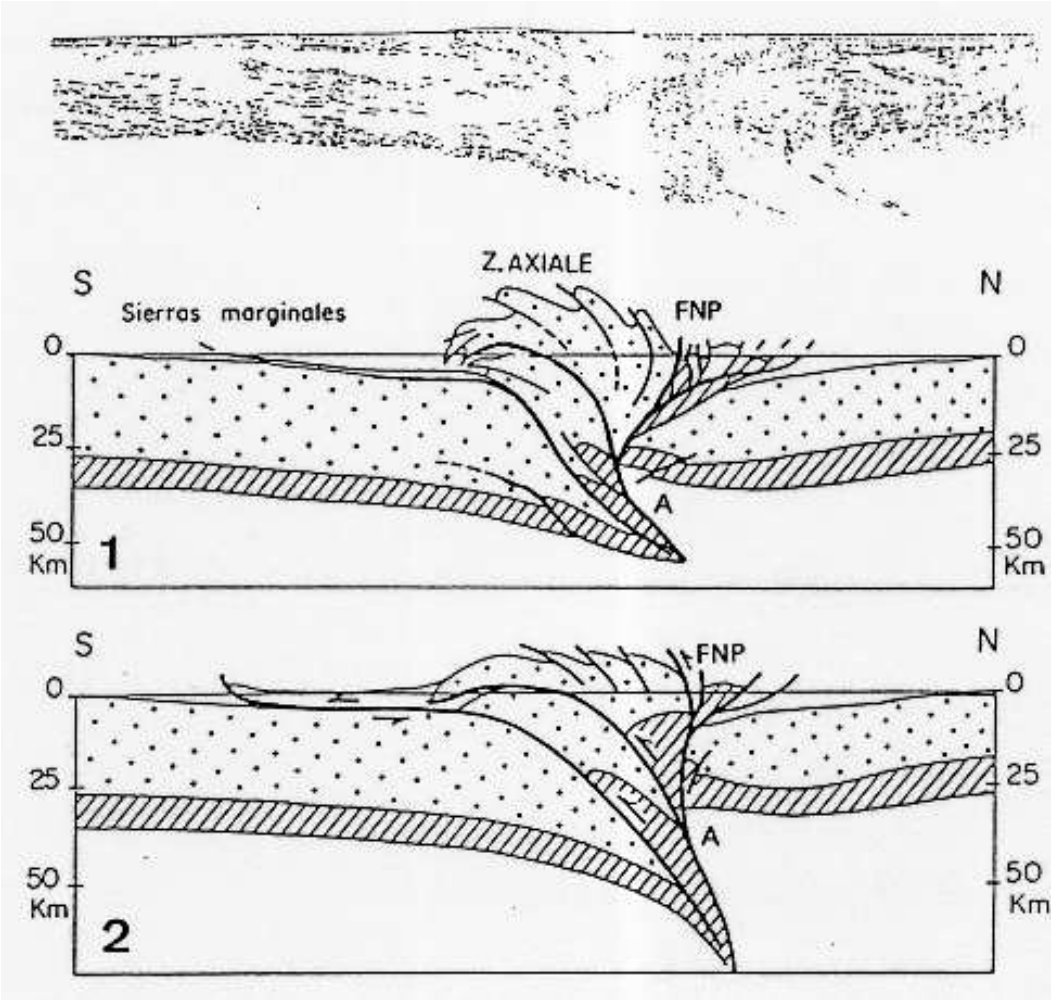

Fig. 6.3 – Deux interprétations du profil ECORS Pyrénées (Debelmas et Mascle, d'après Mattauer, 1990). Dans le modèle 1, généralement admis, la FNP sub-verticale en surface est décalée à une dizaine de kilomètres de profondeur par un important chevauchement vers le Nord. L'emboutissement du socle européen est important.
Dans le modèle 2, la FNP conserverait au contraire sa disposition verticale sur une hauteur de 20 à 30 km. Emboutissement du socle européen faible à nul.

6.1.2 La Provence

On distingue la Provence cristalline (Maures, Estérel), qui est formée d'éléments du socle hercynien (volcanisme alcalin Permien de l'Esterel), de la Provence calcaire, affectée par la formation des Pyrénées.

La structure tectonique de la Provence calcaire est relativement complexe ; elle est constituée d'un ensemble de chevauchements à vergence géneralement Nord (en celà elle est donc assez analogue à la zone sous-pyrénéenne), localisés sur des niveaux de décollement dans le Trias évaporitique.

Par endroitsl'existence de deux niveaux de décollement triassiques complique encore plus les structures.

La figure 6.4 propose une coupe d'une de ces écailles (la Sainte-Baume : Aubagne 1/80 000).

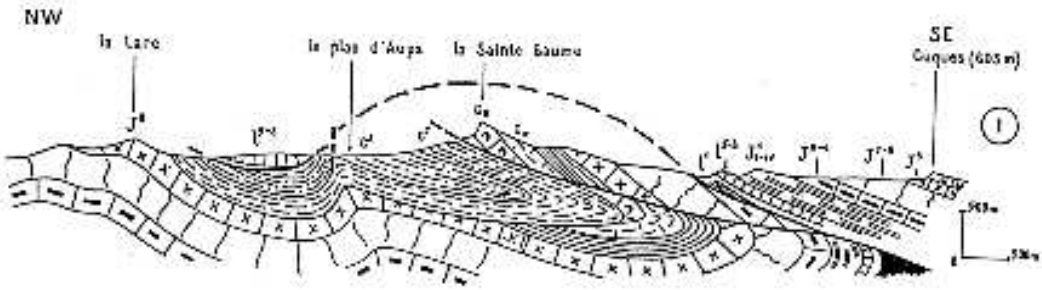

Fig. 6.4 – Coupe dans le massif de la Sainte-Baume (Debelmas)

Les structures "Provençales" (d'axe E–W) sont souvent reprises par la tectonique "Alpine" (d'axe N–S, et plus récente).

6.1.3 Le Languedoc

Le Languedoc méditerranéen est une zone de jointure entre les Pyrénées et la Provence ; on y retrouve donc des structures analogues : chevauchements à vergence Nord (fig. 6.5) Par endroits apparaissent des chevauchements en sens contraire qui délimitent des structures en "pop-up" (Montagne de Thaurac, fig. 6.5).

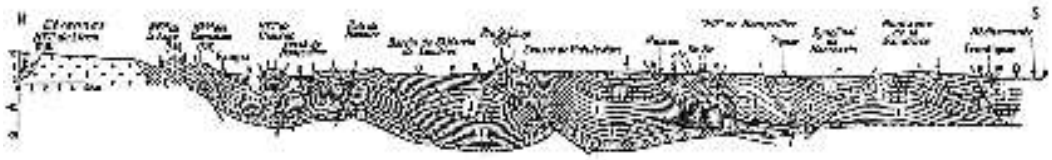

Fig. 6.5 – Style tectonique du Languedoc (Guide rouge)

Cependant, la proximité du socle rigide du Massif Central a également influencé cette structure (fig. 6.6) :

- La couverture languedocienne chevauche par endroits le socle Hercynien (Arc de Saint-Chinian, au Sud de la Montagne Noire) ; bordure sous-cévenole (Montagne de la Fage, fig. 6.5)).
- Une partie de la déformation est accomodée par des décrochements globalement N40 — senestre qui correspondent à la direction de la faille des Cévennes (ce n'est qu'un des nombreux jeux de cette faille qui est un des accidents majeurs du territoire Français).

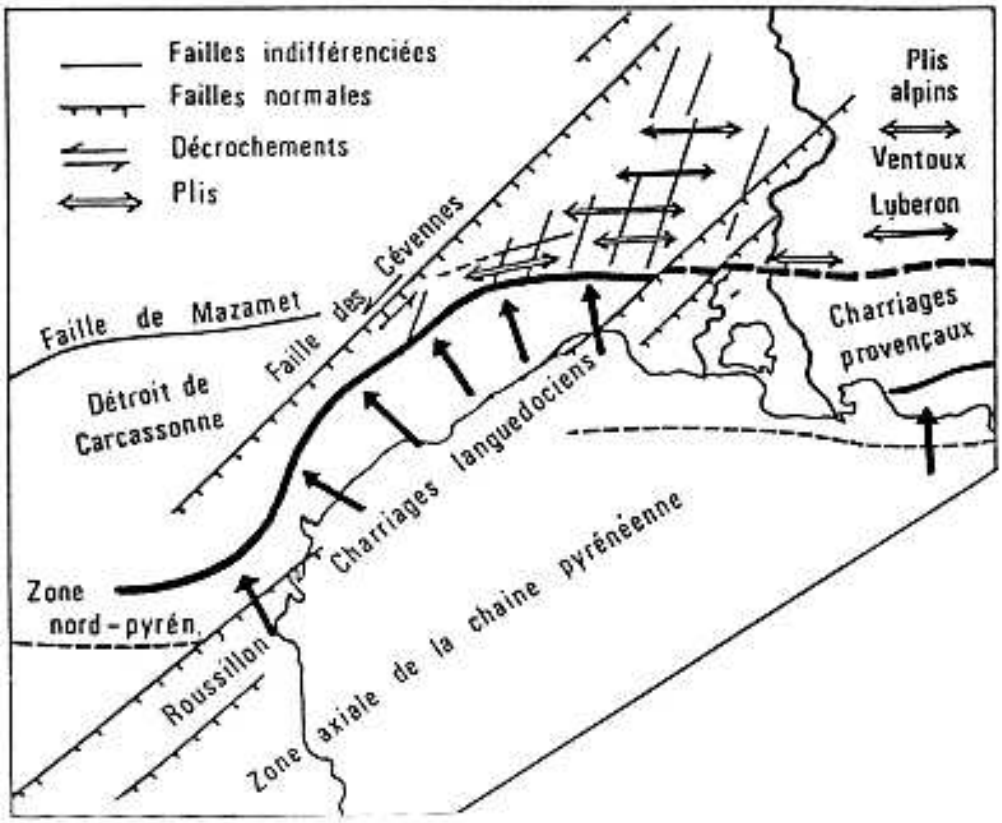

Fig. 6.6 – Schéma structural du Languedoc (Debelmas)

Enfin, la tectonique en extension de l'Oligocène (étudiée plus loin) a également affecté cette région, en recoupant les structures pré-existantes (Fossé d'Alès–Vallon) ou en réactivant des failles déjà formées (jeu normal de la faille des Cévennes à l'Oligocène). Les plis et les chevauchements pyrénéens du Languedoc sont ainsi recoupés par des grabens Oligocènes.

6.1.4 Histoire de la chaîne pyrénéo-provençale

Elle est intimemement liée à l'ouverture du golfe de Gascogne, dont il a déjà été question (cf. figure 4.13 page 41) :

- Crétacé : le mouvement de l'Ibérie est accomodé par un jeu dextre sur le FNP. Ce mouvement est accompagné d'un fort amincissement crustal, générateur d'un métamorphisme chaud (lisible sur la carte, en vert), d'un magmatisme alcalin assez mineur (age 22) et de la remontée de massifs de manteau sup. ou de croûte inf. (Dont les célèbres péridotites de l'étang de Lherz). Le FNP est de plus jalonné de petits bassins crétacé en pull-apart (c1 et c2 sur la carte).
- Eocène : la rotation se poursuit et génère une compression N–S (plus marquée à l'Est, loin du pôle de rotation) dont on a décrit les effets.

Cette structure a été en partie effacée par les Alpes, et démantelée par l'extension Oligocène.

6.2 le rift péri-Alpin (ou rift Ouest-européen)

6.2.1 Cadre général

Il s'agit bien là d'une structure à l'échelle européenne (fig. 6.7) ; elle est bien représentée dans le Massif Central avec les Limagnes (de Clermont, de Brioude ...), le Forez (Roanne), mais aussi les petits bassins de St-Flour, du Malzieu ; autour de la vallée du Rhône, par le bassin d'Alès–Vallon, la Bresse ; plus au Nord par le fossé Rhénan ; pour ne citer que des exemples français.

Deux hypothèses sont proposées pour expliquer cette fracturation :

- Sous l'effet du rapprochement Afrique-Europe (à peu près N–S), on développe des structures dues à une extension E–W ;
- Sous l'effet de la surcharge due aux Alpes, la lithosphère européenne se courbe et on développe des structures "d'extrado" à la périphérie des Alpes.

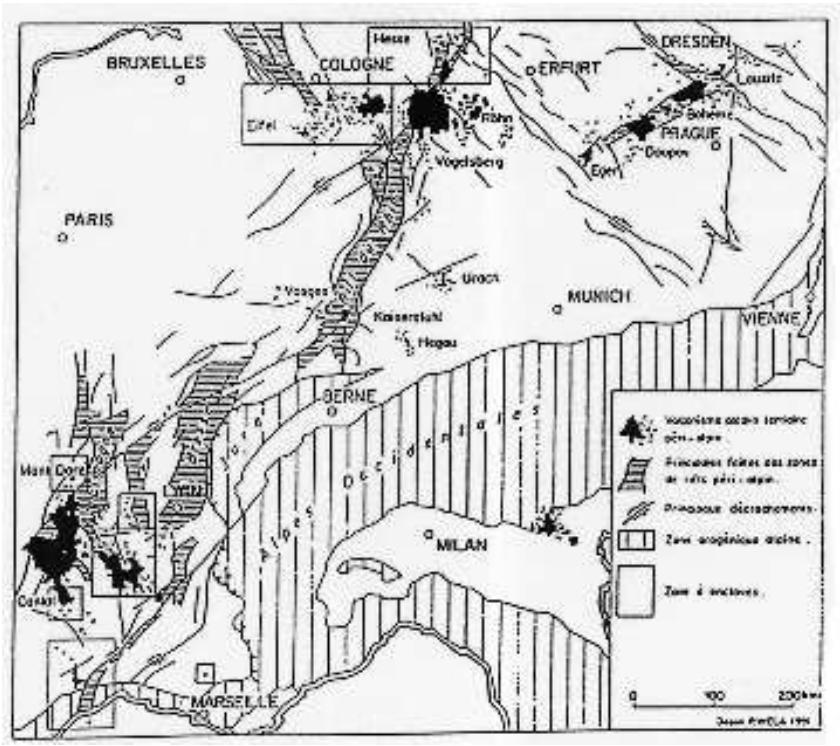

Fig. 6.7 – Le rift Ouest-européen (= péri-alpin)

6.2.2 L'exemple du Massif Central

Tectonique et sédimentation

La Limagne de Clermont est un graben dissymétrique (fig. 6.8). Elle est remplie de plusieurs milliers de mètres de sédiments essentiellement oligocène (un peu de Miocène au sommet). Ces sédiments sont détritiques fins (argiles et sables), parfois évaporitiques. On y trouve quelques niveaux carbonatés à stromatholithes (fig. 6.9).

La Limagne était à cette époque un bassin de faible profondeur, parfois émergé ; il était entouré d'un arrière-pays d'assez faible relief (pas d'éléments détritiques grossiers). Des niveaux à craie indiquent que la Limagne a connu des incursions marines, ce qui démontre

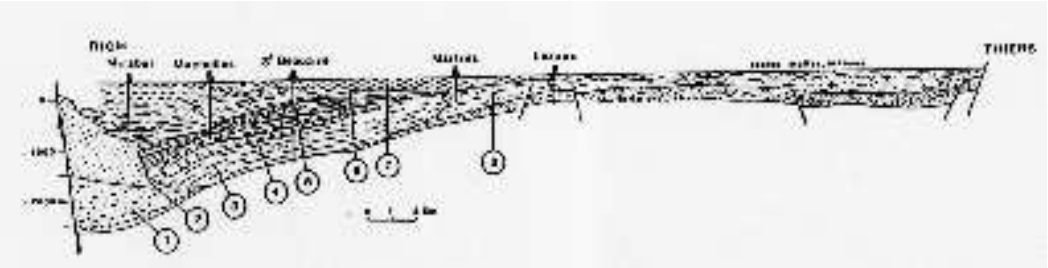

Fig. 6.8 – Coupe transversale de la Limagne de Clermont-Ferrand.
1, 2, 8— Complexes détritiques sablo-argileux, parfois conglomératique (1) ; 3— Argiles sableuses plus ou moins calcaires, à niveaux de graviers ou d'arkose ; 4— Alternances marnes à nodules d'évaporites – anhydrite – sel ; 5 et 6— Marnes avec intercalations de schistes papyracés (surtout dans 5), et de calcaires marneux ou crayeux ; 7— Marnes grises à verdâtres, à passées calcaires.

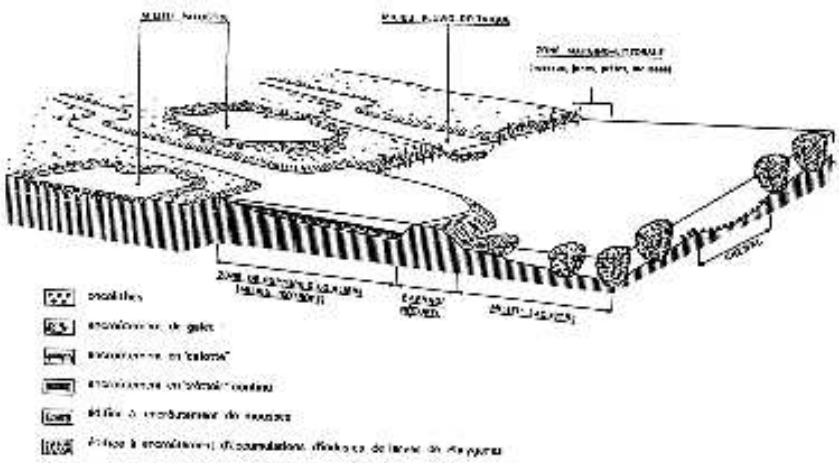

Fig. 6.9 – Paléogéographie de la Limagne à l'Oligocène moyen (Donsimoni et al., 1980)

qu'elle s'est formée au niveau de la mer. Enfin, les sédiments sont affectées de failles synsédimentaires.

On a donc affaire au remplissage d'un bassin subsident (plusieurs milliers de mètres de sédiments formés sous faible tranche d'eau !).

Cette extension n'affecte pas que la partie superficielle de la croûte : la sismique montre (fig. 6.10) que le manteau lithosphérique a, lui aussi, été très aminci ; il est même inexistant au centre du système.

Volcanisme

D'autre part, le Massif Central a connu un volcanisme important, d'âge Miocène pour le plus abondant (fig. 6.11).

Schématiquement, ce volcanisme a commencé dans le Cantal il y a 12 Ma ; il a ensuite progressé dans 3 directions (fig. 6.12) :

- Vers le Nord (Cézallier 8—3 Ma, Mont-Dore 5—0,5 Ma, Chaîne des Puys actuelle)
- Vers le Sud (Aubrac 10—4 Ma, Escandorgue 14 Ma)
- Vers le Sud-Est (Velay 15—3 Ma, Devès 3—1 Ma, Bas-Vivarais actuel).

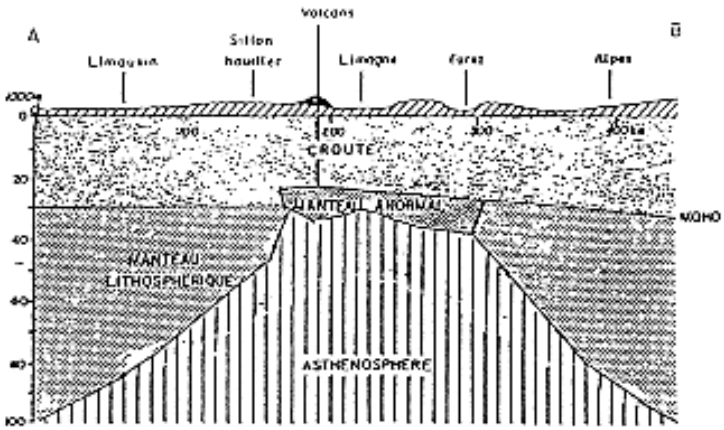

Fig. 6.10 – Structure profonde sous le Massif Central (Perrier et Ruegg, 1973)

Il s'agit d'un volcanisme alcalin, qui a donné trois types d'édifices :

- Des strato-volcans (Cantal, Mont-Dore) formés d'une superposition de coulées de basalte et de produits explosifs plus différenciés ; ils possèdent sans doute (en tout cas d'après la carte) des calderas lièes aux effondrements consécutifs aux vidanges des chambres magmatiques à l'occasion des éruptions majeures ;
- Des empilements de coulées basaltiques (Aubrac, Devès, Coirons), avec parfois quelques cônes stromboliens, sans doute des anciennes bouches éruptives ;
- Des provinces à volcanisme plus diffus (Chaîne des Puys, Escandorgue, Bas-Vivarais) formés de petits édifices monogéniques, qui sont sans doute voués à évoluer vers l'un ou l'autre des types précédents.

On retouve dans le Massif Central les deux pôles habituels de différenciation des séries alcalines : un pôle sur-saturé (rhyolites : exemple, les ponces du Mont-Dore) et un pôle sous-saturé (phonolithes : exemple, les "sucs" du Velay).

Il existe toujours une activité magmatique dans le Massif Central, comme en témoigne l'existence de sources chaudes un peu partout (Chaudes-Aigues, La Bourboule) : les volcans d'Auvergne ne sont pas "éteints", ils sont simplement "en sommeil", entre deux phases éruptives.

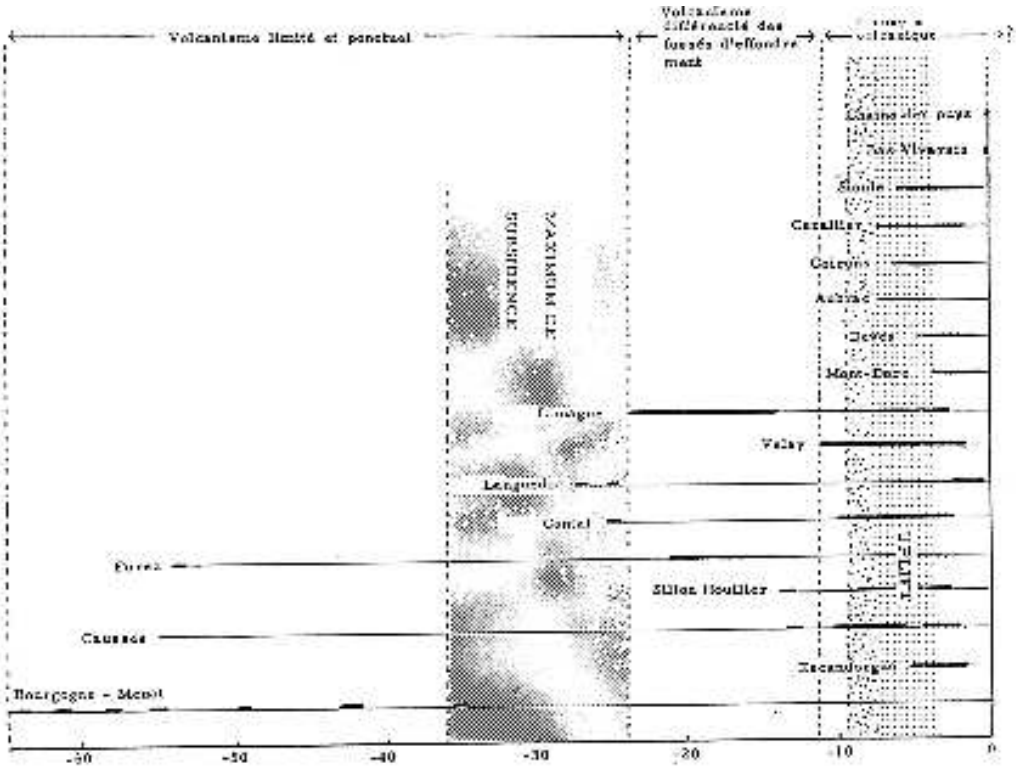

Fig. 6.11 – Chronologie du volcanisme et de la tectonique du Massif Central

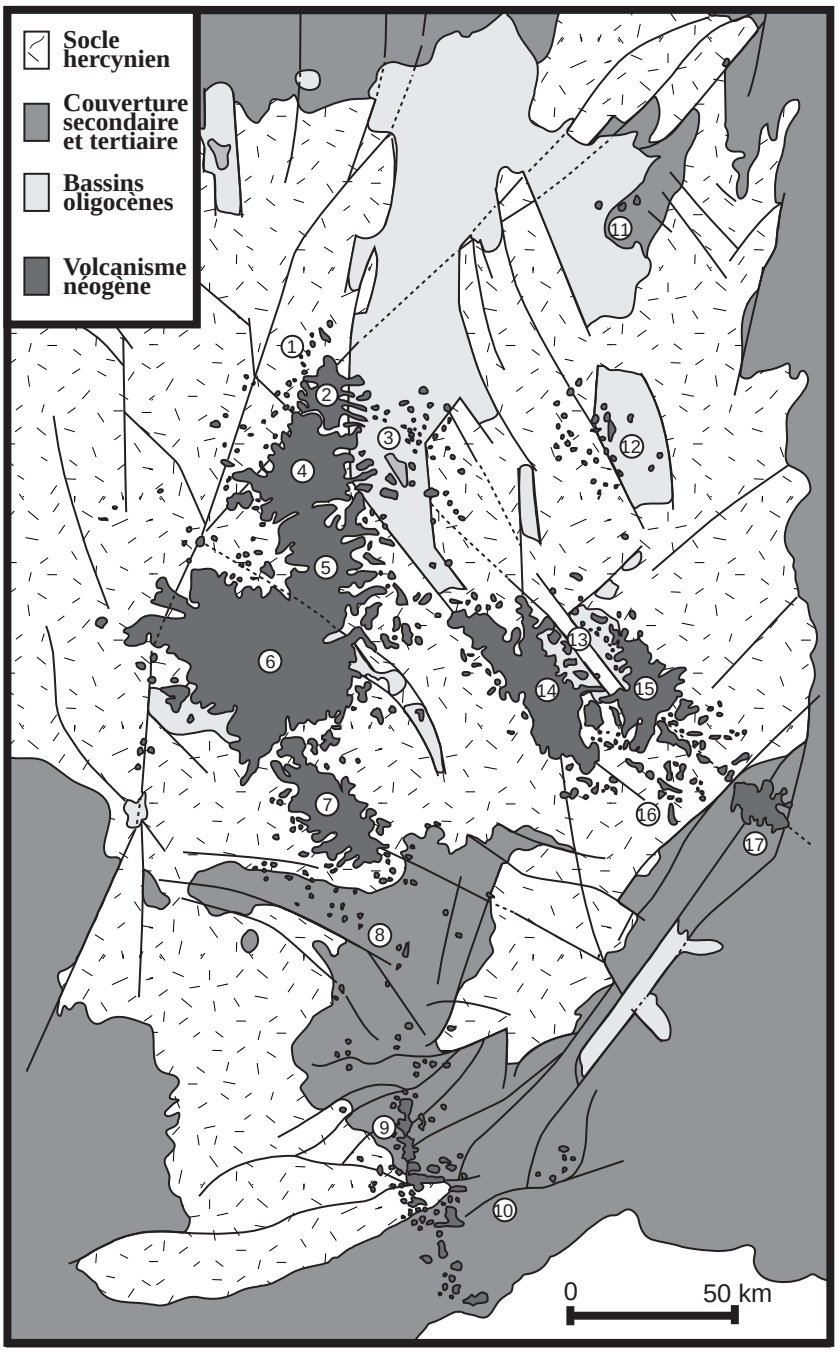

Fig. 6.12 – Le volcanisme Tertiaire du Massif Central (N. Vidal, modifié d'après De Goër et Mergoil).
1— Chaîne de la Sioule ; 2— Chaîne des Puys ; 3— Limagne et Comté ; 4— Mont-Dore ; 5— Cézallier ; 6— Cantal ; 7— Aubrac ; 8— Causses ; 9— Escandorgue ; 10— Bas-Languedoc ; 11— Bourgogne ; 12— Forez ; 13— Bassin du Puy et Emblavès ; 14— Devès ; 15— Velay Oriental ; 16— Bas-Vivarais ; 17— Coirons.

Formation du relief

Enfin, l'ensemble du socle du massif Central a subi une remontée, que l'on peut dater du Miocène (elle est donc synchrone du volcanisme et postérieur à la sédimentation) ; elle est attestée par la présence des sédiments de la Limagne à des altitudes pouvant atteindre 600 m (sous Gergovie, au Sud de Clermont-Ferrand par exemple), ou par la présence des sommets du Massif Central (abstraction faite du volcanisme) à des altitudes de l'ordre de 1600 m (Pierre sur Haute : 1639, Mont Lozère : 1701 m, etc.).

Au passage, ceci implique donc que le relief du Massif Central est d'âge Miocène . . .cette chaîne réputée "ancienne" a donc un relief plus jeune que les Pyrénées !

6.2.3 Modèle d'évolution

On est donc amené à proposer le modèle suivant pour le rifting du Massif Central, modèle qui peut sans doute s'étendre à l'ensemble du rift ouest-Européen :

- Extension et dépot de sédiments (syn-tectonique) à l'Oligocène, sans création de relief : on remplit les bassins subsidents de milliers de mètres de sédiments déposés à peu près au niveau de la mer. Cette extension amincit l'ensemble croûte + lithosphère mantellique.
- A partir du début du Miocène, l'asthénosphère remonte (par poussée d'Archimède, puisqu'elle est plus légère que la lithosphère avoisinante !) ; sa décompression provoque sa fusion (à faible taux) et le volcanisme alcalin du Massif Central, ainsi que le bombement de l'ensemble du bati. C'est cet épisode qui crée le relief du rebord du Massif Central (Ardèche, Cévennes).

L'existence d'un tel "diapir" d'asténosphère est confirmée par la texture des enclaves de pértidotites remontées par le volcanise alcalin (fig. 6.13) : elle met clairement en évidence l'existence d'un anneau ou les péridotites sont très déformées, cet anneau correspondrait au bord très cisaillé du diapir.

La remontée du Massif Central, encore active, atteint plusieurs dixièmes de millimètres par an dans certaines régions (Margeride).

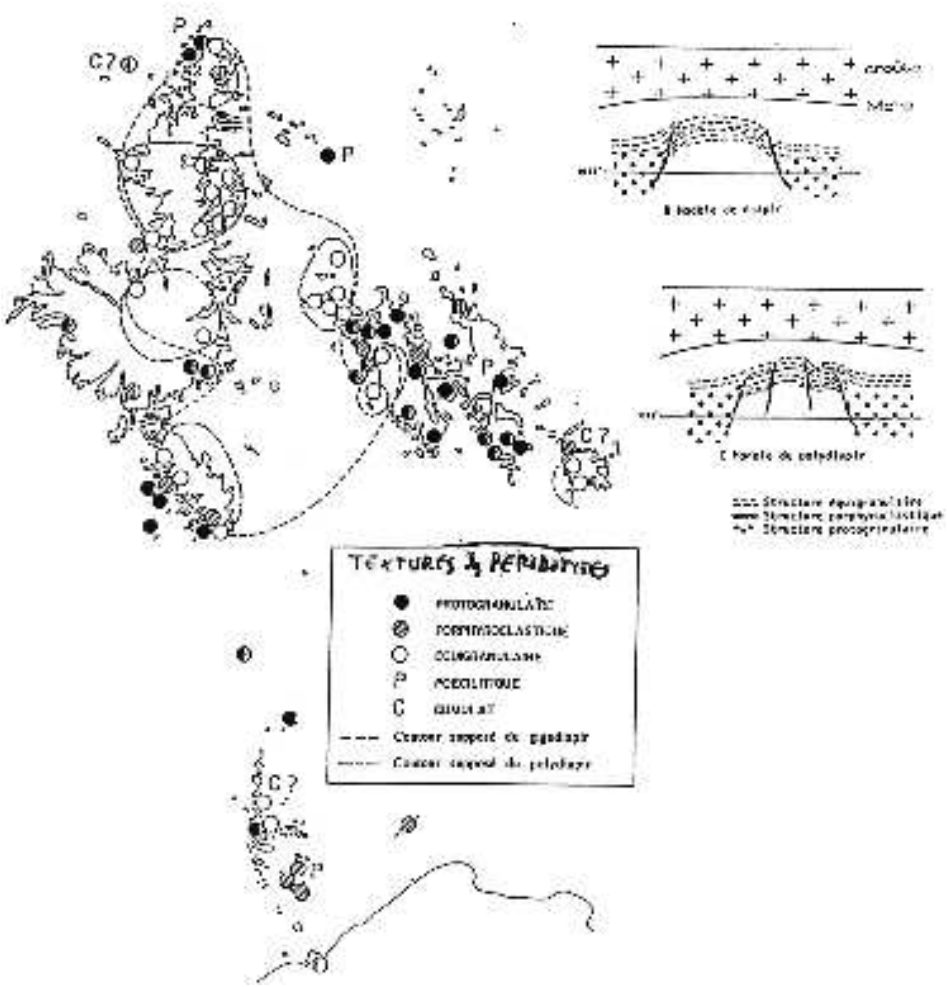

Fig. 6.13 – Diapir asthénosphérique sous le Massif Central (A.Nicolas ?)

6.3 L'ouverture du bassin Ligure

Ce n'est qu'au Miocène que la Corse (il est en fait plus juste de parler de "bloc Corso-Sarde") s'est séparée du continent. Cet épisode est du à l'ouverture d'un bassin océanique, le bassin Ligure (fig. 6.14)

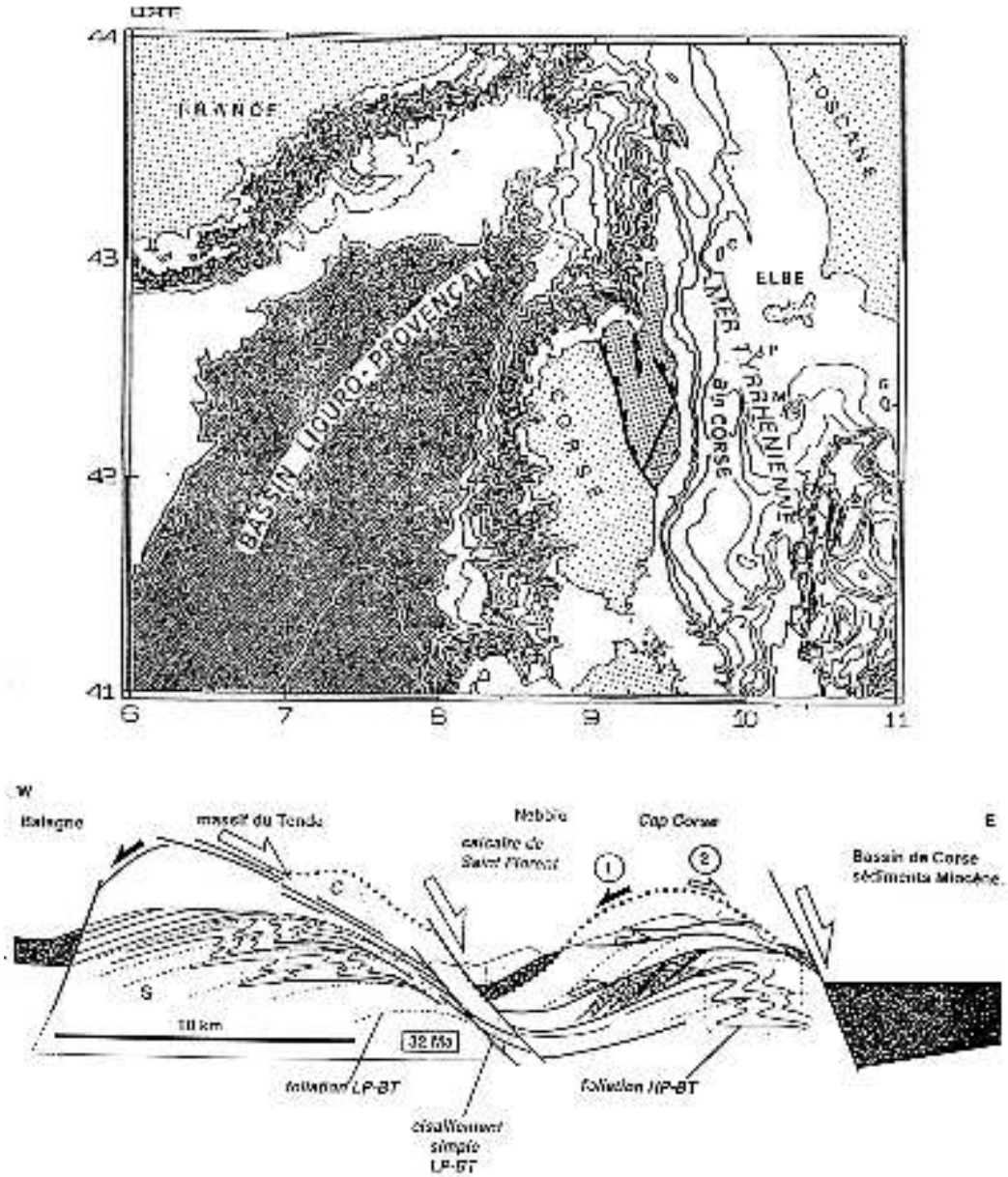

Fig. 6.14 – L'ouverture du bassin Ligure et l'extension en Corse (Jolivet)

On peut l'interpréter comme un bassin d'arrière-arc de la subduction des Appenins. Il a provoqué la rotation du bloc Corso-Sarde au Miocène, ainsi que de l'extension en Corse, décrite fig. 6.14.

Cette extension s'est déplacée au Miocène sup. vers l'Ouest (Mer Tyrrhénienne).

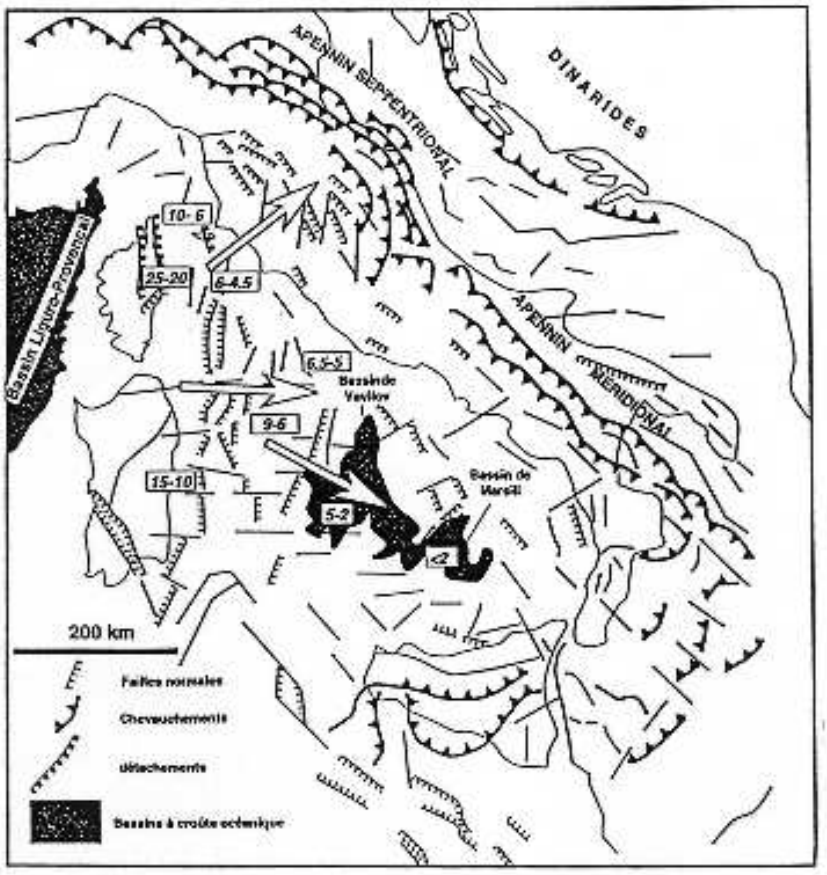

Fig. 6.15 – L'ouverture du bassin Tyrrhénien (Jolivet)

Chapitre 7

Le quaternaire en France

La morphologie et les paysages français se sont principalement formés au Quaternaire :

- Vallées glaciaires des Alpes
- Alluvions fluviatiles
- Creusement des vallées
- etc.

(voir cours sur les formes du relief, ou votre traité de géomorphologie favori, par exemple "Atlas des formes du relief" de l'Ign).

Bibliographie sommaire

- Jolivet : la déformation des continents
- Lorenz : Géologie des pays européens
- Le Corre : les massifs anciens de France (Agreg seulement)
- Debelmas et Mascle : Les grandes structures géologiques
- Debelmas : Géologie de la France
- Guides géologiques régionaux (Masson) ("Guides Rouges")
- Dercourt : Géologie de la France et des pays limitrophes (?)

L'origine des figures a été précisée dans les légendes quand il s'agit d'ouvrages disponibles à la liste ou d'articles de recherche (elle est dans ce cas indiquée sous la forme "auteur, date").

Attention, il n'existe actuellement rien qui soit à la fois synthétique et récent à la liste. N'oubliez pas que :

- Les ouvrages qui ont plus de 15 ans (antérieurs à 1980, voire 85) présentent la Chaîne Hercynienne de façon statique et en ignorant les apports du métamorphisme et du magmatisme ;
- Les ouvrages qui ont plus de 20 ans (1975) ignorent la tectonique des plaques, ce qui est génant pour parler des Alpes ;
- L'essentiel des interprétations que l'ont fait actuellement sur les chaînes de montagnes dont basées sur les données géophysiques, type profils ECORS (début des années 80) et chrono-métamorphiques (années 80, voire 85).

Donc les ouvrages comme Debelmas (...et même Dercourt !) décriront uniquement les conditions de sédimentation et la tectonique "classique" (plis et failles) ; la structure profonde, le magmatisme, le métamophisme et la déformation ductile y sont fréquement ignorés.

En revanche, les ouvrages plus récents sont soit trop détaillés (Le Corre), soit ne s'intéressent aux exemples français que dans la mesure où ils illustrent un phénomène géodynamique (Jolivet).

Cartes géologiques utiles

Un certain nombre de cartes plus détaillées ont été citées au cours du texte. Ce sont surtout des cartes au 1/50 000, quelquefois au 1/80 000. N'oubliez pas d'utiliser également les cartes au 1/250 000 pour avoir une idée de la structure d'ensemble d'une région !

Les étoiles indiquent les cartes à la liste du CAPES en 2000.

Cartes d'intérêt régional

Massif Armoricain (plis isoclinaux, chevauchements et granites) : Pontivy, Cherbourg*

Ardennes/Nord (plis isoclinaux, discordances, failles) : Rocroi, Givet*

Bassin parisien (cuestas, sédiments) : Nancy*, Vermenton*(récif)

Fossé Rhénan (fossé d'effondrement, champ de failles) : Strasbourg 1/320 000*

Jura (plis coffrés, décrochements, chevauchements) : Pontarlier*, Morteau

Chaînes sub-alpines (plis, chevauchements, synclinaux perchés, glaciaire parfois, molasse) : Grenoble*, Vif*

Alpes internes (métamorphisme, chevauchements, zonéographie) : Annecy 1/250 000*, Guillestre

Massif Central hercynien (métamorphisme, chevauchements) : Brioude, Langeac, Thiviers

Rift péri-alpin (fossé d'effondrement, sédiments, volcanisme) : Clermont-Ferrand*

Pyrénées (plis, chevauchements, massifs hercyniens, métamorphisme crétacé) : Saint-Gaudens*, Saint-Girons*, Lavelanet*...

Languedoc (plis pyrénéens, rebord du Massif Central, Causses, extension oligocène, bauxite) : Bédarieux*, Montpellier*, Alès*, Meyrueis*

Provence (tectonique pyrénéo-provencale, bauxite) : Aix en Provence*, Aubagne–Marseille*

(liste non exhaustive, bien sur ...)

Cartes thématiques

Compilation, sur une idée et d'après un document original de C. Farison. Il s'agit ici d'une compilation très sommaire avec un nombre d'exemples réduit au strict minimum. Les échelles ne sont précisées que quand il ne s'agit pas de 1/50 000. La région géologique est systématiquement précisée, en général la carte voisine de celle citée montre le même genre de choses ! Allez fouiller la cartothèque par vous-même...

Géomorphologie

Structures monoclinales : Bassin parisien : Nancy*et bien d'autres.

Relief conforme : Jura : Pontarlier*et les voisines ; Pyrénées : Lavelanet*et toute la "bande" à la même latitude.

Relief inverse : Chaînes subalpines : Grenoble*, et toutes les cartes de Chartreuse (NW de Grenoble).

Relief de faille : Clermont–Ferrand*ou autre fossé tertiaire (Alsace...), Valence*1/250 000

Karst : Causses : Meyrueis⋆et ses voisines

Glaciaire : Grenoble⋆(Vallée en U), Lyon⋆1/250 000 (moraines), et les cartes des Alpes en géneral.

Terrasses alluviales : Rouen, ou vallées de la plupart des grands fleuves.

Stratigraphie et sédimentation

Sondages : Alès⋆, Clermont–Ferrand⋆

Discordances : Lodève⋆, Bédarieux⋆, Rocroi, Cherbourg⋆en présentent de très belles. Mais on peut en trouver dans pratiquement n'importe quelle carte en pays plissé.

Dépots continentaux : Grenoble⋆(molasse miocène dans les synclinaux), Pontarlier⋆ (purbeckien), Lodève⋆

Morphologie éolienne : La Teste (dunes dans les Landes)

Variations de faciès : Valence⋆1/250 000 (Urgonien et Vocontien) et toute carte "inclue" dans celle-ci !

Relation tectonique–sédimentation : Alès⋆(olistolithes, etc.), Lodève⋆

Flyschs et molasses : Valence⋆1/250 000, Guillestre, Grenoble⋆

Sédimentation carbonatée : Causses (Meyrueis⋆), Jura (Pontarlier⋆), Chaînes subalpines (Grenoble⋆), Bassin Parisien (Nancy⋆), etc. ...

Récifs : Vermenton⋆, Le Vigan

Tectonique

Plis : Lavelanet⋆(et toute la zone sous-pyrénéenne, les chaînes subalpines, le Jura, les zones externes hercyniennes ...)

Plis coffrés : Pontarlier⋆(et le Jura)

Plis isoclinaux : Rocroi, Cherbourg⋆(et toutes les zones externes hercyniennes)

Schistosité de plan axial : Pontivy

Plis et chevauchements : Grenoble⋆(et toutes les chaînes sub-alpines), Montpellier⋆, Saint Martin de Londres (et tout le Languedoc), Aubagne–Marseille⋆(et toute la Provence)

Chevauchements, nappes : Annecy⋆1/250 000 (et toute carte bien choisie sur un des contacts majeurs des Alpes !), Guillestre, La Javie⋆, Saint Martin de Londres (et la plupart des chaînes subalpines et pyrénéo-provençales)

Klippes : Annecy⋆1/250 000 Fenêtres : La Javie⋆(demi-fenêtre), Guillestre.

Décrochements : Pontarlier⋆, Brest 1/320 000 (CSA et CNA) et toutes les cartes bretonnes localisées sur un des cisaillement.

Séries renversées : Bédarieux⋆, Aubagne–Marseille⋆

Blocs basculés : Vizille⋆(ouverture de la Téthys au Lias !), Montpellier⋆(oligocène).

Fossés d'effondrement : Clermont–Ferrand⋆, Alès⋆(très dissymétrique), Brioude (on voit les deux cotés du fossé, contrairement à Clermont !), Montpellier⋆.

Bassins tardi-hercyniens : Lodève⋆

Magmatisme et Métamorphisme

Volcanisme : Clermont–Ferrand⋆, Valence⋆1/250 000

Plutonisme : Valence⋆1/250 000 (lien magmatisme-métamorphisme dans le Velay), Pontivy, Cherbourg⋆, Le Vigan, Meyrueis⋆.

Ophiolites : Annecy⋆1/250 000, Brioude (vestiges hercyniens), Vizille⋆(ophiolite de Chamrousse). Briançon⋆(l'ophiolite du Chenaillet) n'est hélas pas une carte très utilisable.

Métamorphisme régional : Saint Girons⋆(bloc hercynien dans les Pyrénées et métamorphisme crétacé "pyrénéenén"), Annecy⋆1/250 000, Brioude, Valence⋆1/250 000 (dôme du Velay)

Métamorphisme de contact : Cherbourg⋆(Flamanville !), Pontivy (et autres lieux dans le massif armoricain), Le Vigan, Meyrueis⋆.

Ressources

Evaporites (sel) : Clermont–Ferrand⋆(pas exploité), Lons le Saunier⋆
Bauxites : Aubagne–Marseille⋆, Bédarieux⋆
Charbons : Bédarieux⋆, Alès⋆(bassin de la Grand-Combe)
Uranium : Lodève⋆

En conclusion

Cartes très importantes

Ce sont des cartes qu'il faut connaître sur le bout des doigts pour savoir exactement ce qu'on y trouve et ou le chercher !

Nancy⋆, Pontarlier⋆, Lavelanet⋆, Grenoble⋆, Clermont-Ferrand⋆, Meyrueis⋆, Lodève, Bédarieux⋆, Rocroi, Alès⋆, Aubagne⋆, Cherbourg⋆, St Girons⋆, Brioude ; Valence 1/250 000⋆, Annecy 1/250 000⋆France 1/1 000 000⋆

Deux de ces cartes ne figurent pas à la liste du CAPES —mais il est certain que le jury les connaît !— : Rocroi peut être remplacée par Cherbourg (ou les structures hercyniennes sont moins riches, mais on y voit d'autres choes). Brioude est irremplaçable ; espérons qu'elle apparaîtra à la liste.

Cartes moins importantes

Il faut les avoir étudiées au moins une fois.

Vermenton⋆, Le Vigan (utiliser Meyrueis⋆pour l'aspect socle et Vermenton⋆pour le récif), Pontivy (à la rigueur Cherbourg⋆fera l'affaire...), Montpellier⋆, St Martin de Londres (voisine de Montpellier), La Javie⋆(voisine de Digne), Saint Gaudens⋆, Vizille⋆, Lons le Saunier⋆, Givet⋆, Morteau (ou Morez⋆, ou Ornans⋆....), Saint Girons⋆

Cartes utiles

Les autres cartes citées ici sont utiles, mais pour un aspect plus ponctuel, ou bien elles ne sont pas à la liste, ou elles font double emploi avec les cartes précédentes.

Bien entendu, il est possible et même recommandé de subsituer une carte de votre choix à une carte des listes ci-dessus (à condition qu'on y voie le même genre de choses), si vous la maitrisez mieux (par exemple la carte de votre terrain de vacances habituel...)

Cartes à la liste (session 2000)

D'après http ://www.ac-toulouse.fr/svt/capes/capes234.htm.

- Carte de la France au 1/1 000 000(6ème édition)
- Carte minière de la France métropolitaine (1/1 000 000)
- Carte des ressources minérales du Massif Central (1/1 000 000)
- Carte des zones exposées à glissements, écroulements, effondrements et affaissements de terrains(1/1 000 000)
- Cartes au 1/250 000 :
  Marseille / Thonon-les-Bains / Annecy / Valence / Nice / Gap / Lyon / Châlon-sur-Saone / Rouen / Paris / Corse / Foix / Luz
- Cartes au 1/100 000 :
  La Réunion

- Cartes au 1/50 000 :
  Aigurande / Aix en Provence / Alès / Amiens / Ancenis / Angoulême / Argenton-sur-Creuse / Aubagne-Marseille / Aulus-les-Bains / Auxerre / Baie du Mont-Saint-Michel / Beauvais / Bédarieux / Besançon / Blaye / Boulogne-sur-Mer / Bourganeuf / Bourg-Saint-Maurice / Boussac / Briançon / Brie-Comte- Robert / Brioude / Brive-la-Gaillarde / Broons / Carcassonne / Castellane / Caulnes / Chambéry / Chantonnay / Château-Gontier / Château-Landon / Cherbourg / Clermont-Ferrand / Cognac / Colmar-Artolsheim / Compiègne / Condé-sur-Noireau / Dammartin en Goële / Damprichard / Dun-le-Palestel / Domène / Embrun / Evaux-Les-Bains / Eyguières / Foix / Fontainebleau / Forcalquier / Forges-les- Eaux / Fréjus-Cannes / Fumay / Gérardmer / Givet / Grasse-Cannes / Grenoble / Huelgoat / Janzé / L'Isle-Adam / La Fère / La Ferté-Macé / La Grave / La Javie / La Mure / La Roche Bernard / Lagny / Langeac / Lanslebourg / Larrau / Lavelanet / Le Caylar / Le Mas-D'Azil / Les Alpilles / Les Sables d'Olonne / Lodève / Lons-Le-Saulnier / Lourdes / Lure / Magnac-Laval / Manosque / Marquise / Martinique / Maubeuge / Mé Maoya / Menton-Nice / Méru / Meyrueis / Mimizan / Molsheim / Montceau -les-Mines / Morez-Bois d'Amont / Montmélian / Montpellier / Mouthe / Munster / Najac / Nancy / Naucelle / Nort-sur-Erdre / Oloron-Sainte Marie / Ornans / Paris / Poitiers / Poix / Pontarlier / Pontoise / Questembert / Quillan / Quintin / Rambouillet / Renwez / Rivesaltes / Rodez / Saint-Etienne / Saint-Gaudens / Saint-Girons / Saint-Martin-Vésubie / Saint Sulpice-les-Feuilles / Saint Valéry sur Somme-Eu / Saulieu / Savenay / Séderon / Senlis / Tavernes Toulon / Tulle / Vermenton / Versailles / Villaines-la-Juhel / Villers-Cotterêts / Vif / Vizille
- Cartes au 1/25 000 :
  Volcanologie de la Chaîne des Puys / Complexe granitique de Ploumanac'h
- Cartes ZERMOS au 1/25 000 :
  Bourg-Saint-Maurice / Larche-Restefond
- Cartes au 1/20 000 :
  La Montagne Pelée (Martinique) / Massif volcanique de la Soufrière (Guadeloupe)
- Cartes hydrogéologiques
  - France : systèmes aquifères (1/1 500 000).
  - Cartes au 1/50 000 :
    Amiens / Auxerre / Bassin de l'Authion / Istres-Eyguières / Paris / Région Grenoble
- Cartes gravimétriques (1/320 000) :
  Bourges / La Rochelle / Cherbourg - Rennes / Brest—Lorient
- Séismicité de la France—1962/1993 (CEA/IGN/Laboratoire de Détection Géophysique)
- Carte de la France magnétique Nord / Sud (1/1 000 000)
- Carte tectonique de la France (1/1 000 000)
- Carte structurale des Pyrénées(1/500 000)
- Carte métamorphique des Alpes(1/1 000 000)
- Carte de l'Europe et des régions méditerranéennes(1/5 000 000)

Table des figures

1.1 Localisation des affleurements icartiens 9

2.1 Mise en évidence géophysique d'une suture océanique dans la Manche . . . 11
2.2 Datation U–Pb dans le massif de St Malo 12
2.3 Structure en chevauchements de la zone centrale de la chaîne cadomienne . 12
2.4 Un modèle possible d'évolution de la chaîne cadomienne 14
2.5 Reconstitution de la géométrie des sutures océaniques avant le jeu de la faille du Léon. 15
2.6 Un autre modèle géodynamique d'évolution de la chaîne cadomienne 15

3.1 Configuration possible de la chaîne hercynienne au Permien 17
3.2 Coupe sismique dans la partie Nord de la chaîne hercynienne 19
3.3 Coupe sismique dans la partie Sud de la chaîne hercynienne 19
3.4 Synthèse des mouvements de plaques pendant l'orogénèse hercynienne . . . 20
3.5 Schéma structural de la région du Haut-Allier 21
3.6 Log synthétique des terrains du Massif Central 22
3.7 Le socle métamorphique du Massif Central 24
3.8 Géotherme en contexte de subduction. 25
3.9 Géotherme en contexte de collision. 26
3.10 L'extension tardive dans le MCF 27
3.11 Géotherme en contexte d'extension tardi-orogénique. 28
3.12 Chronologie des principaux évènements hercyniens du MCF. 29
3.13 Modèle d'évolution de la chaîne hercynienne dans le MCF 30
3.14 Trajets P–T–t (très) synthétiques dans le Massif Central. 30
3.15 Une interprétation de la Montagne Noire 31
3.16 Coupe d'après Rocroi 1/50 000 31

4.1 Configuration des plaques au Trias 34
4.2 Paléogéographie de l'Europe au Trias 34
4.3 Configuration des plaques au Lias 35
4.4 Blocs basculés liasiques dans les Alpes 35
4.5 Le plancher de l'Océan Alpin d'après les ophiolites. 36
4.6 Paléogéographie de l'Europe au Lias. 37
4.7 Configuration des plaques au Dogger 38
4.8 Paléogéographie de l'Europe au Dogger 38
4.9 Configuration des plaques au Malm 39
4.10 Paléogéographie de l'Europe au Malm 39
4.11 Configuration des plaques au Crétacé inf. 40
4.12 Profil sismique sur la marge de Galice 40
4.14 Paléogéographie de l'Europe au Crétacé inf. 41
4.13 Déplacement de l'Ibérie au Crétacé. 41
4.15 Configuration des plaques au Crétacé sup. 42

4.16 Paléogéographie de l'Europe au Crétacé sup. 42
4.17 Le bassin Parisien au Trias 43
4.18 le récif oxfordien de Chatel–Censoir 43
4.19 Transgressions successives du Crétacé inf. dans le Bassin Parisien 44
4.20 Les cuestas du Bassin Parisien. 44
4.21 Log du bassin de Paris 45
4.22 La "fosse vocontienne" 46
4.23 Log du bassin du Sud-Est 47
4.24 Le Trias Aquitain 48
4.25 La plate-forme carbonatée du Jurassique Aquitain 49
4.26 Coupe schématique du bassin Aquitain 49
4.27 Carte des faciès du Mésozoïque en France 51
4.28 Carte des faciès du Mésozoïque en France (suite) 52

5.1 Zonéographie des Alpes 54
5.2 Paléogéographie de la marge européenne 56
5.3 Coupes synthétiques des Alpes 56
5.4 Age du métamorphisme, et trajets P–T–t dans les Alpes 57
5.5 Deux interprétations du profil ECORS Alpes. 58
5.6 Coupe effectuée d'après Chambéry 1/50000 59
5.7 Relation MCE — Chaînes Subalpines 59
5.8 Coupe effectuée d'après Pontarlier 1/50000 60
5.9 Structure d'ensemble du Jura. 60
5.10 Poinçonnement dans le Jura. 61
5.11 Un modèle classique d'évolution des Alpes 62
5.12 Modèle d'orogénèse avec grande faille normale en arrière 63
5.13 La "moulinette à Polino" : une vue extrémiste de la formation des Alpes ! . 64

6.1 Structure d'ensemble des Pyrénées 65
6.2 Un exemple de chevauchement ZNP sur ZSP : le Puech de Bugarach 66
6.3 Deux interprétations du profil ECORS Pyrénées 67
6.4 Coupe dans le massif de la Sainte-Baume 68
6.5 Style tectonique du Languedoc 68
6.6 Schéma structural du Languedoc 69
6.7 Le rift Ouest-européen 70
6.8 Coupe transversale de la Limagne de Clermont-Ferrand 71
6.9 Paléogéographie de la Limagne à l'Oligocène moyen 71
6.10 Structure profonde sous le Massif Central 72
6.11 Chronologie du volcanisme et de la tectonique du Massif Central 73
6.12 Le volcanisme Tertiaire du Massif Central 74
6.13 Diapir asthénosphérique sous le Massif Central 76
6.14 L'ouverture du bassin Ligure et l'extension en Corse 77
6.15 L'ouverture du bassin Tyrrhénien 78