



HAL
open science

L'évolution géomorphologique du Massif Central français : essai sur la genèse d'un relief.

Alain Le Griel

► **To cite this version:**

Alain Le Griel. L'évolution géomorphologique du Massif Central français : essai sur la genèse d'un relief. : Pages de Tomes I et II 273-399. Alain Le Griel, pp.116, 1991. hal-00850018

HAL Id: hal-00850018

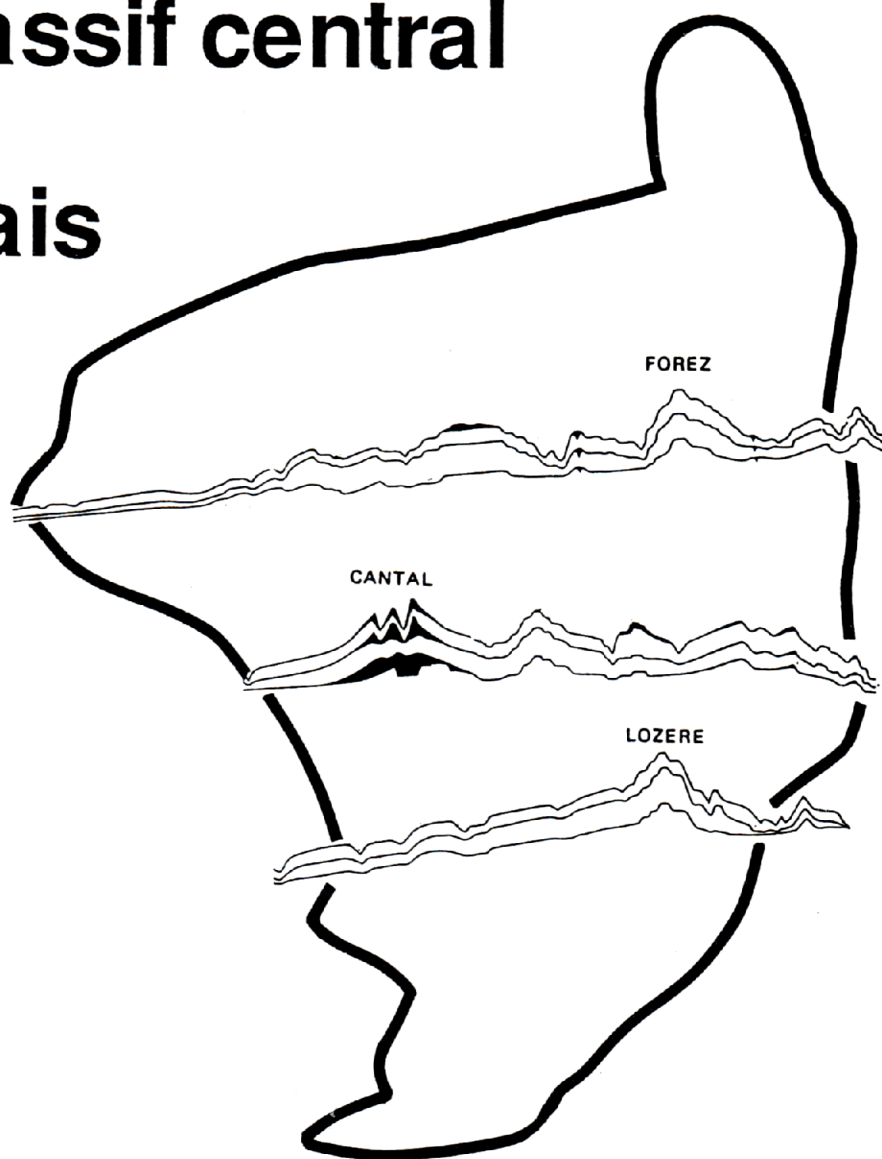
<https://hal.science/hal-00850018>

Submitted on 2 Aug 2013

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

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

l'évolution géomorphologique du massif central français



essai sur la genèse d'un relief

tome I

ALAIN LE GRIEL

l'évolution géomorphologique du massif central français

essai sur la genèse d'un relief

tome I

- CHAPITRE 3 -

LE MASSIF CENTRAL AU "PALEOGENE INFERIEUR"

Au Crétacé supérieur, la mer s'est retirée des abords du Massif Central ; comme nous le verrons, elle reviendra au Miocène sur ses marges orientales et méridionales -mer péri-alpine-, mais la transgression sera alors limitée dans le temps et dans l'espace. Le socle s'est donc trouvé isoler au milieu des terres et les régions qui l'entourent ont évolué dans un contexte continental. Les conséquences de ce fait méritent d'être soulignées : l'étude de la morphogenèse connue par le Massif Central ne peut plus être réalisée à l'aide de grandes séries sédimentaires marines. C'est à la fois un avantage et un inconvénient : l'enquête paléogéographique doit directement s'appuyer sur le témoignage des produits de la pédogenèse remaniés par les agents de transport continentaux. On a ainsi affaire à des formations très représentatives des événements morphologiques ; malheureusement celles-ci sont beaucoup moins bien calées dans la chronologie. La première tâche du chercheur devient, dans ces conditions, l'établissement d'une stratigraphie.

Le temps va continuer à servir de fil conducteur à ma réflexion ; l'espace me guidera ensuite : nous examinerons les dépôts corrélatifs de l'action de l'érosion, d'une région à l'autre, en respectant deux règles.

- D'une part, nous analyserons les sédiments marginaux avant d'aborder ceux du Massif Central. La raison en est que ces matériaux ont souvent fait l'objet d'études plus précises ; mieux calés dans la stratigraphie, ils serviront de référence pour les investigations réalisées sur le socle.

- D'autre part, nous irons toujours des secteurs clés sur le plan tectonique en direction des secteurs les plus "calmes".

La structure sera en effet omniprésente ; elle a imposé son rythme à l'évolution morphologique. Deux phases bien distinctes se sont succédé au Paléogène dans la portion de la plaque européenne où se trouve le Massif Central : une phase de compression qui a duré du Crétacé supérieur jusqu'au Ludien moyen, puis une phase de distension. La première s'est exprimée partout dans l'espace, même si ses conséquences les plus spectaculaires se trouvent à l'Ouest du Massif, là où elle a été sans doute la plus puissante ; la deuxième est intervenue, au contraire, surtout à l'Est du "Sillon Houiller". Le présent chapitre, pour des raisons d'équilibre du texte, se limitera à l'étude des conséquences de la première de ces deux étapes. Un tel découpage n'est pas franchement satisfaisant, en particulier si l'on considère l'impossibilité d'introduire une coupure stratigraphique nette à ce niveau dans l'accumulation sédimentaire des grands fossés du Massif Central -voir l'introduction du chapitre 4, page 360 et suivantes-. Mon point de vue n'étant pas celui du géologue, je m'y suis malgré tout résolu. Le choix opéré doit cependant être commenté.

L'emploi de guillemets, associés à l'expression de Paléogène inférieur dans le titre de ce chapitre, mérite notamment une explication. Il a été imposé par le cadre chronologique adopté. Les contraintes tectoniques caractéristiques de cette phase ayant débuté avant la base du Danien et s'étant achevées avant la fin du Priabonien, la durée de la période ne correspond pas exactement à celle de la première moitié du Paléogène, telle qu'elle est aujourd'hui définie en stratigraphie. On peut à partir de là faire deux observations.

La première concerne l'utilisation des coupures. S'il n'est pas très difficile de trouver des repères dans une évolution continue, parce qu'il s'est toujours produit des phénomènes d'accélération ou de ralentissement dans l'exercice des processus, il est beaucoup plus délicat d'ériger ces repères en "moment-charnière" et de les considérer comme de véritables tournants du cours de l'histoire paléogéographique. Il y a là une part d'arbitraire dont le chercheur doit avoir conscience. Introduire des divisions n'a pas d'autre but que de faciliter l'exposé d'événements qui se sont en vérité déroulés à la suite les uns des autres. On doit se garder de conférer la moindre légitimité à des choix guidés avant tout par la commodité. Cette remarque vise aussi bien l'attitude de certains stratigraphes que celle de très nombreux géomorphologues. C'est, du reste, selon moi, un tel état d'esprit qui explique le succès d'une notion particulièrement gênante pour la compréhension de la morphogénèse passée, celle de "surface d'érosion" -voir page 466-.

La seconde observation porte sur la logique propre à chaque découpage des temps géologiques. L'absence de coïncidence, plusieurs fois vérifiée, entre les limites adoptées par les stratigraphes et celles retenues par un géomorphologue ne doit pas surprendre le lecteur ; elle est parfaitement normale si l'on envisage tour à tour l'originalité de chacune des démarches. Les stratigraphes fondent d'abord leurs divisions sur l'évolution des êtres vivants ; je m'intéresse ici à l'histoire du relief. Des rapports étroits ont existé entre la paléogéographie et les modalités de la transformation des espèces. Les bouleversements apportés au milieu, et par là aux conditions de vie des plantes ou des animaux, ont joué un rôle fondamental dans le renouvellement de la flore ou de la faune ; mais cette intervention s'est toujours faite avec un certain retard. Il est donc logique que les limites choisies par le stratigraphe accusent un léger décalage avec celles auxquelles le géomorphologue finit par souscrire.

L'impulsion initiale de toutes les transformations du milieu ayant été donnée par la structure, il m'a semblé judicieux de prendre pour point de départ de l'épisode "éocène" de l'histoire morphologique du Massif Central un événement tectonique ayant eu une signification topographique particulière. Comme la remarque en a déjà été faite au chapitre précédent, j'ai choisi le moment où des matériaux, venus du Sud, ont envahi le bassin de Villeveyrac et le Bas-Languedoc. Alors que de très importants volumes de sédiments méridionaux s'étaient déposés, dès le Campanien, en avant des Corbières, la brutale extension vers l'Est du mouvement de surrection de l'axe pyrénéen, traduite par le renversement des pentes autour du bassin de Villeveyrac, m'a paru, à tort ou à raison, posséder une signification structurale remarquable. J'y ai reconnu le signe d'une brusque augmentation des tensions en limite des plaques européenne et ibérique. Ces contraintes ont été, pendant presque quarante millions d'années, une donnée constante de l'évolution tectonique et morphologique. Avant d'envisager dans le détail leurs conséquences, il est nécessaire d'évoquer rapidement leurs causes.

Il n'est pas difficile de comprendre l'origine de ces phénomènes dans le contexte des mouvements lithosphériques de la fin du Crétacé à l'extrémité occidentale de la Téthys. Le déplacement des plaques a continué à être dominé par le rapprochement de l'Afrique et de l'Eurasie. Au Crétacé supérieur un élément nouveau est intervenu sous la forme d'une modification dans la cinématique de l'ouverture de l'Atlantique Sud [J. MASCLE et J. C. SIBUET, 1974] : ce changement a provoqué une rotation de l'Afrique vers le Nord et le Nord-Ouest (fig. 53 A), entraînant une convergence plus rapide à l'Est qu'à l'Ouest. Vers 65 M.A. -début du Danien-, les côtes de Libye se sont déplacées en direction des Balkans, vers le Nord-Est, à une vitesse d'environ 1,2 cm/an tandis que l'Afrique du Nord était affectée par un mouvement relatif de seulement 1 cm/an [J. DERCOURT *et alii*, 1985]. Les effets de la cinématique lithosphérique se sont trouvés compliqués, à l'Ouest, par la présence de la sous-plaque ibérique. Plus ou moins entraînée par l'Afrique, celle-ci a poursuivi un mouvement vers le Nord - Nord-Ouest qui semble avoir été le principal générateur des tensions exercées au Crétacé supérieur dans le Sud de la France ; la première phase tectonique dite "pyrénéo-provençale" doit lui être attribuée. La péninsule Ibérique s'est ainsi "retrouvée" "suturée" dans une forme voisine de la forme actuelle" à l'Europe occidentale [P. TAPPONNIER, 1977, p. 452]. Comme au Paléogène, le plancher océanique qui séparait l'Afrique de l'ensemble Ibérie-Eurasie a disparu par subduction, une sorte de blocage général s'est produit et cela, au moment même où la vitesse de rapprochement des plaques s'accélérait -le mouvement relatif des côtes libyennes a atteint 1,8 cm/an à la fin de l'Eocène-. Une compression générale de direction subméridienne s'est alors étendue à tout le bâti ouest-européen. Ses traces ont été identifiées à travers toute l'Europe, de l'Ibérie méridionale [J. L. GRILLOT et C. ALMEIDA, 1982] jusqu'au Sud de l'Angleterre [J. LETOUZEY et P. TREMOLIERES, 1980] ; elles abondent à la périphérie -Quercy [D. BONIJOLY, 1981], couloir rhodanien [F. BERGERAT, 1982]- et à l'intérieur du Massif Central -Livradois [J. P. BURG et A. ETCHECOPAR, 1980], Margeride [P. DUTARTRE, 1982], Causses [D. BONIJOLY et G. DELPONT, 1982], Forez [F. BERGERAT, 1983]-. Il ressort de l'ensemble de ces observations que la plate-forme européenne a enregistré à l'Eocène une compression avec contrainte horizontale principale N-S -azimut moyen entre 170 et 010-. La pression semble avoir progressé en intensité tout au long de la période ; on sait, depuis longtemps, qu'elle a atteint un maximum de puissance au "Bartoniien" [M. MATTAUER et F. PROUST, 1967]. Rien ne prouve, toutefois, qu'elle se soit manifestée de manière ininterrompue à travers tout l'espace concerné. Des phases d'accalmie ont pu intervenir temporairement et/ou localement. Leur identification constituera un des problèmes majeurs de l'analyse qui va suivre. Il est patent, en tout cas, que la compression a assez brusquement cessé d'être le processus structural dominant au milieu du "Ludien", au moment de l'amorce de la grande déchirure du "Rift ouest-européen" -voir le chapitre suivant-. Nous examinerons tour à tour chacune des pulsations de la tectonique éocène au travers de ses conséquences sur la sédimentation.

* * *

- A -

L'EPISODE "GARUMNIEN"

* * *

Les spécialistes de la stratigraphie seront sans doute surpris par l'emploi d'un terme créé par les anciens auteurs pour rendre compte des rapports étroits unissant, sur le plan sédimentologique, les couches rutilantes argilo-marneuses qui encadrent le Calcaire de Rognac et celles situées au-dessus du Calcaire de Vitrolles. Sans signification paléontologique, donc stratigraphique, puisqu'il "efface" l'une des plus remarquables "ruptures" biologiques de l'histoire de la Terre, à savoir la disparition des grands Sauriens, ce terme est d'une grande utilité du point de vue de la structure et de la géomorphologie. Il correspond à un épisode dont l'unité dans le temps et surtout dans l'espace est remarquable. Inaugurée au Crétacé terminal, la crise "garumnienne", au sens donné ici à l'expression -sens large par rapport à la définition classique-, s'est poursuivie jusqu'à la fin du Paléocène. Elle n'a pas été continue, s'étant traduite par plusieurs phases de déformations tectoniques successives ; mais tous ces à-coups ont fait jouer ou rejouer des structures du même type -anticlinaux et synclinaux à moyen rayon de courbure- et ont affecté la même région : des Pyrénées à la bordure du Massif Central, du Sud au Nord, et, d'Ouest en Est, du golfe d'Aquitaine à la Haute-Provence où des alluvions grossières, postérieures au Calcaire de Vitrolles, et de signification diastrophique marquée -poudingues de Galante-, ont envahi à partir du Sud la vaste cuvette synclinale de l'Arc.

A proximité du Massif Central, ces événements ont pris une ampleur tout à fait particulière ; ils se placent dans la droite ligne de ceux décrits sur les marges septentrionales du Languedoc au Campanien -voir page 248- et sont autant de preuves des contraintes qui ont alors affecté le socle.

Pendant qu'au Bégudo-Rognacien, le bassin de Villeveyrac recevait des galets de roches mésozoïques depuis le domaine pyrénéen, les cuvettes synclinales établies plus au Nord ont été alimentées en altérites prélevées dans les terrains primaires. P. FREYTET [1970] a, en effet, reconnu dans les niveaux finicrétacés de la région de St-Chinian de petites décharges fluviales issues du socle et il a surtout montré l'âge bégudo-rognacien d'abondants matériaux détritiques déposés dans toute la région située au Nord du pli de Montpellier, matériaux dont la plus grande partie était auparavant attribuée à l'Eocène inférieur (fig. 56 A). Il a pu reconstituer l'existence, à cette époque, "de trois cônes alluviaux juxtaposés d'orientation sensiblement ouest-est, le cône central refoulant d'ailleurs le plus méridional contre une ride en cours de soulèvement, le futur pli de Montpellier" [P. FREYTET, 1971, p. 37] grâce à une analyse sédimentologique basée sur la granulométrie, la minéralogie des sables et celle des argiles. La présence de feldspaths a été son principal argument pour déterminer l'extension du plus puissant de ces trois cônes, en position médiane. L'identification d'arrivées de sables feldspathiques, qui avaient échappé aux recherches de P. DEMANGEON, me paraît importante ; elle a la même signification que dans les régions rhodaniennes au début du Crétacé supérieur ; malgré les différences dans les quantités de sédiments concernés et dans les distances parcourues, elle assure d'une tendance à la surrection du socle.

L'origine exacte de ces dépôts reste à préciser. P. DEMANGEON, qui a été le premier à admettre la réalité d'apports grossiers venus à ce moment-là du Massif Central en constatant la présence de galets de schistes quartzeux dans des niveaux où M. DREYFFUS avait découvert des fossiles rognaciens, l'a placée en Lodévois [1959, pp. 56 à 60 et 82 à 86]. Il a même indiqué que certains éléments devaient avoir été repris à la base de l'Autunien et étaient identiques à ceux que l'on rencontre aujourd'hui dans la région de Soumont et Usclas, immédiatement à l'Est de Lodève [1959, p. 85]. Si une telle origine se confirmait, elle aurait une signification géomorphologique remarquable. Elle imposerait, entre autres, d'envisager une inversion tectonique pour tout le secteur qui, situé de nos jours très en-dessous du Causse du Larzac, aurait participé au bombement finicrétacé et se serait vu incorporé après regradation dans le plan de la topographie infratertiaire. L'affleurement de ces terrains ne résulterait donc pas, comme une analyse rapide pourrait le laisser penser, du travail de l'érosion récente. Nous reviendrons plus loin -voir le chapitre 5, page 503 et fig. 103 B- sur le problème.

Tandis qu'à l'Est le pli de Montpellier s'est peut-être amorcé dès cette époque, avec le dépôt sur son revers septentrional d'une partie ou de la totalité des brèches "vitrolliennes", malheureusement azoïques, un ample mouvement a affecté la Montagne Noire, à l'Ouest (fig. 56 B). Sur le flanc sud du relief actuel, les terrains primaires sont séparés du Calcaire de Montolieu, bien daté du Thanétien grâce à une riche faune de

Mollusques lacustres et terrestres, par une épaisseur variable -0 à 40 mètres- de sédiments argilo-sableux entrecoupés de lentilles conglomératiques ou carbonatées. On admet, bien qu'on n'en ait pas la preuve paléontologique, l'âge "vitrollien", dano-montien en terme stratigraphique, de ces couches. L'analyse minutieuse du matériel fluviatile a permis à P. FREYTET [1968] de reconstituer, là encore, une série de cônes alluviaux. Des multiples observations de P. FREYTET, trois méritent d'être rapportées ici.

- Les cônes les plus occidentaux ne reposent pas directement sur les gneiss, mais sur des arènes dont la granulométrie rappellerait "celle des parties profondes des sols ferrallitiques".

- Les mêmes cônes se distinguent de leurs homologues orientaux, établis à l'aval de régions schisteuses, par la composition de leurs sables riches en feldspaths.

- Les cortèges de minéraux argileux révèlent des associations classiques, avec un mélange illite-kaolinite-smectites souvent dominées par ces dernières. Pour P. FREYTET, celles-ci entièrement néoformées dans le bassin sédimentaire auraient envahi l'amont suivant les principes exposés par G. BOCQUIER, H. PAQUET et G. MILLOT [1970].

Cette étude permet d'avancer plusieurs hypothèses intéressant directement la géomorphologie. Le relief qui a alimenté les décharges fluviatiles était modeste, sans commune mesure avec la Montagne Noire actuelle : chaque cône reflète un bassin-versant très court. La topographie était cependant bien affirmée puisque des galets ont été libérés. La présence de fragments de roches cristallines et de minéraux fragiles indique un caractère plutôt ménagé de l'altération. J'attribuerai celui-ci à la rapidité de la morphogenèse dans un substratum dégagé d'un éventuel manteau de vieilles arènes. On doit remarquer, enfin, que le volume de matériaux accumulés a été médiocre. Comme le montre la figure 56 B, ils se sont déposés dans une sorte de gouttière bien délimitée au Sud par la "ride Alaric-S^t-Chinian" de la grande dépression sous-pyrénéenne.

Les apports détritiques ont pratiquement cessé au Thanétien, lors du dépôt des calcaires lacustres de Montolieu. On doit supposer qu'une topographie très aplanie a permis à ce moment-là le développement d'une pédogenèse active. La reprise des mouvements du sol a déblayé sa "phase résiduelle" à la fin du Thanétien ["Sparnacien inférieur" de J. C. PLAZIAT, 1975], et provoqué le dépôt d'argiles rubéfiées et de sables gréseux blancs dont la masse est sensiblement égale à celle de la série "vitrollienne". (fig. 56 C)

Au total, les trois épisodes de la crise "garumnienne" -"Bégudo-Rognacien", "Vitrollien", Thanétien supérieur- ont prélevé dans l'extrême Sud du Massif Central seulement une trentaine de kilomètres cubes d'altérites. Comparé à la durée de la période concernée -environ 20 M.A.-, ce chiffre pourrait apparaître très faible ; il l'est moins si l'on considère la superficie limitée des bassins-versants qui ont alimenté la sédimentation. Pour estimer la vigueur réelle de la morphogenèse "garumnienne" à l'échelle de l'ensemble du Massif, il faudrait connaître les volumes enlevés partout ailleurs ; or nous allons voir que la chose est pratiquement impossible : très peu de dépôts, susceptibles d'être attribués sans possibilité d'erreur au socle massif-centralien, ont été recensés dans les grands bassins sédimentaires périphériques.

A la différence de ce qui s'est passé à proximité des Pyrénées, la tectonique des bassins s'est traduite, au moment des puissantes régressions fini-crétacées, par des déformations à grand rayon de courbure peu aptes à retenir les sédiments. Une perte de matière a pu se produire sur une bonne partie du Massif Central sans que des affaissements locaux n'en retiennent le témoignage, les produits de l'érosion étant emportés jusqu'à un niveau de base marin éloigné.

On retrouve ainsi dans les sondages du Bordelais (fig. 57), entre le toit du Mésozoïque -représenté par du Maestrichtien- et des calcaires à *Nummulites exilis* d'âge ilerdien, une cinquantaine de mètres d'argiles sableuses versicolores [A. KLINGEBIEL, 1967, p. 210]. On peut croire, avec A. KLINGEBIEL, à l'arrivée directe d'une fraction de ces matériaux depuis le Limousin ou le Rouergue. Il s'agit donc du premier exemple certain des déplacements longs qui vont caractériser, pendant tout l'Eocène, les transports d'altérites sur le flanc ouest du Massif Central. Il ne saurait être question, cependant, d'attribuer cette provenance à l'ensemble du stock ; l'augmentation du grenat et de l'andalousite en direction du Nord au sein du cortège des minéraux lourds de l'Eocène inférieur bordelais prouve de manière non moins évidente la participation directe ou/et indirecte du Massif Armoricaïn.

Dans le Bassin Parisien, la grande distance séparant les séries sédimentaires paléocènes du Massif Central et la présence beaucoup plus proche d'un socle armoricaïn qui a été, là également, mis à contribution, compliquent un peu plus les données du problème. On constate tout d'abord un décalage dans le temps par rapport aux événements pyrénéens. Les faciès de régression de la mer de la Craie et le Dano-Montien, très minces, ont une granulométrie qui ne dépasse pas la taille des argiles et il a fallu attendre le Thanétien pour voir se déposer des apports détritiques sableux. Les plus importants d'entre eux se sont accumulés au moment de la transgression du Landénien inférieur, dans le fond d'un vaste golfe dont les rivages sont demeurés de façon constante au Nord de la Seine. Des argiles et des sables fins, parfois épais de plus de cinquante mètres, ont sédimenté dans les eaux marines, séparés d'alluvions continentales argilo-sableuses par des plages et des cordons littoraux à galets de silex. L'origine de ce matériel, plus ou moins consolidé par un ciment siliceux diagénétique en tuffeaux, grès ou poudingues, est difficile à reconnaître. Les sables, bien triés quelle que soit leur granulométrie, sont composés d'une majorité de grains de quartz usés, de petits débris de silex anguleux, de feldspaths plagioclases et de minéraux lourds du métamorphisme -dithène, andalousite, staurotide, grenat-. Ces derniers éléments ont conduit A. VATAN et H. FARCHAD [1936] à proposer une alimentation directe de la série thanétienne à partir du Massif Armoricaïn. Le fait paraît vraisemblable. L'arrivée d'une fraction grossière

occidentale dans la mer paléocène n'interdit pas toutefois de croire à une légère regradation, à cette époque, de la partie nord du Massif Central et au stockage de l'essentiel des formations corrélatives dans les plaines sédimentaires, les matériaux fins parvenant seuls jusqu'au littoral.

On ne peut pas douter, de toute façon, qu'au moins une faible activité morphologique se soit produite au coeur du Massif Central durant le Paléocène. La preuve en est apportée par les plus anciens sédiments tertiaires conservés sur le socle : les terrains éocènes de Menat, sur les plateaux de la Sioule. L'intérêt de ce gisement est double. Par ses conditions de dépôt récemment élucidées [P. M. VINCENT *et alii*, 1977], il prouve l'existence d'un volcanisme déjà actif au Thanétien -âge absolu des laves du secteur : 56 M.A.-. Les argiles et les diatomites qui sont venues colmater la cuvette du maar principal indiquent, d'un autre côté, la modestie de la morphogénèse pendant la durée, sans doute assez courte, du comblement. L'absence de sables graveleux comparables à ceux présents dans les maars quaternaires du Devès confirme la planéité de la topographie environnante.

En résumé, il est difficile, sinon impossible, de cerner les conséquences précises des regradations opérées aux dépens du Massif Central, du Crétacé terminal à la fin du Paléocène. On peut admettre malgré tout que, sauf à l'extrême Sud, le travail de l'érosion est resté modeste. L'épisode suivant va présenter aussi de fortes disparités régionales dans l'ampleur des retouches apportées au relief ; il marque néanmoins une nette accélération du rythme de l'usure du socle.

* * *

- B -

L'EPISODE "ILERDIEN"

* * *

Malgré le caractère subjectif du cadre chronologique choisi pour présenter l'ensemble des événements qui ont fait l'histoire du Massif Central, donc de l'intérêt relatif des problèmes attenants, je commencerai, comme cela a été fait dans le paragraphe précédent, par justifier la terminologie employée.

L'expression "épisode ilerdien" regroupe les divers effets provoqués par les déformations structurales entre deux assez longues périodes d'"accalmie", correspondant à de nettes phases locales de transgression.

- A la base, celle de la mer à Alvéolines du domaine sous-pyrénéen, subcontemporaine du dépôt des argiles plastiques sparnaciennes du bassin de Paris.
- Au sommet, celle de la mer lutétienne du domaine nordique, subcontemporaine des cuvettes lacustres à *Planorbis pseudo-ammonius* de la France méridionale.

L'épisode étudié est très exactement centré sur l'apparition des premières molasses pyrénéennes -"Poudingues de PALASSOU" des auteurs classiques désignés, aujourd'hui, sous le nom de molasses de "Carcassonne"-. Parce que ce phénomène a été à coup sûr le trait morphogénique le plus spectaculaire de l'épisode en question, il m'a paru légitime de le qualifier d'"ilerdien", terme stratigraphique en usage pour les régions méditerranéennes. Nous allons voir, cependant, que son utilisation ne va pas sans soulever quelques difficultés.

Les géologues français ont pris coutume d'employer en Aquitaine ou en Languedoc, c'est-à-dire partout à la périphérie du Massif Central, la terminologie établie dans le bassin de Paris : ils ont longtemps parlé de Thanétien, Sparnacien, Cuisien et Lutétien ; certains continuent à le faire. Or cet usage a entraîné des confusions gênantes avec les progrès de la stratigraphie, soit en raison des anomalies propres aux stratotypes eux-mêmes -caractère continental du Sparnacien créé par G. DOLLFUSS, double emploi du Cuisien avec l'Yprésien-, soit en raison des rapports mal établis entre les zonations nordique et méditerranéenne.

Aujourd'hui, il apparaît que l'on peut distinguer, dans l'Eocène inférieur des régions méridionales, deux étages : l'Ilerdien et le "Cuisien" [C. CAVELIER, 1984, p. 401].

- L'Ilerdien, étage défini en Espagne du Nord, s'impose par la présence dans les couches marines du Languedoc d'une faune d'Alvéolines identique à celle du stratotype. Il correspondrait à peu près à l'Yprésien inférieur et au "Sparnacien" stratotypique qui recouvre lui-même une partie du "Cuisien" du Bassin Parisien.
- Parce qu'il y a recoupement entre Ilerdien des régions méditerranéennes et Cuisien du domaine nordique, le "Cuisien" dont il est question ici doit être compris dans un sens étroit ; il est, en l'occurrence, amputé de toute la partie inférieure de l'étage défini dans le bassin de Paris -niveau des "Sables de Laon"-. On peut en effet démontrer par les Charophytes que la base du Cuisien stratotypique coïncide avec le sommet des assises ilerdiennes.

La série sédimentaire continentale qui va être décrite débute par des niveaux argileux -Charentes, Bassin Parisien-. Ceux-ci ont été contemporains de la transgression de l'Ilerdien moyen en Aquitaine méridionale et occidentale. Elle s'est ensuite chargée en matériaux de plus en plus grossiers à partir de l'Ilerdien supérieur -Cuisien inférieur du bassin de Paris- et a conservé cette granulométrie durant le "Cuisien" et jusqu'au Lutétien inférieur, période au cours de laquelle le rythme de l'érosion s'est à nouveau ralenti. On a donc affaire à une série négative dont la durée concorde à peu près avec celle de l'Eocène inférieur. Au sens propre, j'aurai dû parler d'épisode "éocène inférieur" ou d'épisode "ilerdo-cuisien" ; si l'adjectif ilerdien leur a été préféré c'est pour souligner le rôle majeur joué par la tectonique pyrénéenne. On ne doit pas pour autant en conclure que tous les mouvements du sol lui sont liés.

La dizaine de millions d'années correspondant à l'épisode a été d'une grande complexité sur le plan structural. A l'échelle du Massif Central et des bassins limitrophes, on ne peut résumer l'exercice des contraintes à une simple et croissante tension venue du Sud, comme tendraient à le faire croire les artifices cartographiques des reconstitutions de la cinématique des plaques à l'échelle du Globe. Ceux-ci consistent à ramener tous les mouvements de convergence en créant un déplacement relatif d'une plaque vers les autres.

Dans la réalité, le rapprochement de l'Ibérie et de l'Eurasie a eu deux composantes : l'une issue de la trajectoire suivie par l'Ibérie, l'autre propre à la plaque européenne et placée sous la dépendance de l'ouverture de l'Atlantique Nord. Des contraintes ont pu ainsi s'exercer sur le bâti du Massif Central avant de se manifester au niveau des régions pyrénéennes. Ce phénomène me paraît expliquer, entre autres, les écarts importants qui séparent parfois les événements structuraux et leurs conséquences paléogéographiques sur les marges septentrionales ou méridionales du Massif.

1 - L'EPISODE "ILERDIEN" EN AQUITAINE :

a - L'AQUITAINE MERIDIONALE :

Au Sud du Massif Central, l'intervalle qui sépare la crise "paléocène" de celle de l'Eocène inférieur est affirmé par la transgression marine qui a ramené la mer jusqu'au Biterrois et permis la sédimentation des calcaires à Alvéolines et Orbitolines. On dispose pourtant de la certitude, avec la présence de faciès marneux au coeur du détroit et de sables conglomératiques sur les littoraux, qu'une morphogenèse active a continué de se dérouler : il n'y a, par conséquent, pas eu de véritable interruption dans le façonnement des reliefs méridionaux.

Sur les marges septentrionales et occidentales de la Montagne Noire, les "Argiles à graviers" du "golfe" de Castres et les "graviers d'Issel" passent, par variation latérale de faciès, aux calcaires marins à Alvéolines. Sur tout le flanc nord de la Montagne, de Mazamet à Castres, le socle est directement recouvert par des terrains de granulométrie très contrastée -elle va des argiles aux poudingues- mais de coloration vive -teintes rubéfiées- constante. L'âge antélutétien de ces dépôts est fixé par leur position subordonnée aux calcaires à faune malacologique très riche, dits de "Castres et Labruguière". Au-delà de cette première constatation, il n'est pas facile d'estimer le moment où les sédiments, qui reposent sur le Primaire, ont commencé à se mettre en place. Rien n'interdit de voir dans les plus anciens d'entre eux des matériaux abandonnés par les premières manifestations de la tectonique régionale au Paléocène, voire à la fin du Crétacé. Les rares repères chronologiques qui ont été obtenus au sein même de ces niveaux permettent toutefois de croire à leur âge ilderdien : les argiles de Rieuséquel ont livré une microflore [A. COMBAZ et M. P. MOULINE, 1967] tout à fait semblable à celle des lignites de S^t-Papoul bien datés de l'Ilerdien par une faune de Mollusques.

L'estimation du volume représenté par les "argiles à gravier" constitue une seconde difficulté. En affleurement, l'épaisseur des couches varie entre quelques mètres et quelques dizaines de mètres -une quarantaine au maximum-. Dans les sondages, pour autant qu'on ait pu les identifier avec certitude et qu'elles s'inscrivent toujours dans la même fourchette chronologique, elle ne paraît pas dépasser une cinquantaine de mètres -forages de Peyrens au Nord de Castelnaudary et de Caucalière à l'Ouest de Mazamet-. L'ennui pour une appréciation exacte de leur masse, vient de l'extension qu'il convient de leur donner vers le Nord, où elles se confondent avec des venues plus récentes, et vers l'Ouest -absence de sondages portés à ma connaissance-. J'ai estimé, par excès une nouvelle fois, cette surface à 2 500 km². Pour une épaisseur moyenne de 40 mètres, on obtient donc un chiffre de 100 km³.

Les "Argiles à graviers" offrent à l'affleurement des faciès variés : argiles pures, argiles sableuses, sables grossiers, conglomérat mêlant dans un ciment argilo-sableux des galets de roches cristallophylliennes et de quartz. Le seul dénominateur commun à cet ensemble disparate, où l'organisation en série négative caractéristique de l'Aquitaine septentrionale ou du Bassin Parisien n'apparaît pas, est la nature kaolinique dominante des minéraux phylliteux. L'explication de ce trait est évidente : les sédiments sont le produit du remaniement d'arènes proches des paléoaérites que l'on rencontre assez souvent entre le socle et les "Argiles à graviers". M. P. MOULINE a décrit les horizons conservés de ces paléosols : horizons tachetés, horizons blanchis, encroûtements "constitués de goethite, d'hématite auxquelles sont amalgamées de la kaolinite et de la gibbsite" [1979, p. 19]. Nature des argiles, granulométrie, couleur du matériel forment un faisceau convergent d'indices ; elles permettent de reconnaître dans ce matériel les conséquences du transport et de l'accumulation rapide d'une phase de pédogenèse lessivante, donc d'affirmer la présence de pentes dans le paysage. Le développement de la kaolinite dans les autres sédiments éocènes inférieurs de l'Aquitaine ne me semble pas avoir la même signification.

b - LE QUERCY :

Une grande incertitude pèse sur les effets de la crise ilderdienne en Quercy. Les Causses jurassiques et les couches du Crétacé ont été, et sont encore, recouverts d'un voile de sables et d'argiles kaoliniques -"Sidérolithique" des auteurs classiques- d'autant plus épais que l'on s'approche des régions fortement subsidentes au Tertiaire, celles où ont été conservées les molasses oligocènes. Avant d'être en partie déblayée par l'érosion, la couverture paléogène inférieure a pu atteindre une épaisseur respectable. Deux données compliquent cependant l'évaluation de cette dernière.

- L'existence d'ondulations synclinales, au fond desquelles elle est toujours plus importante -exemple le "synclinal" Domme-Gourdon- ou anticlinales, d'où elle a disparu -exemple l'"anticlinal" de Lemance au Nord-Est de Fumel-.

- L'existence d'une paléotopographie karstique qui est parfois à l'origine d'un doublement des épaisseurs.

Comme on ignore, par ailleurs, si ces deux types de phénomènes sont intervenus de façon synchrone ou après le dépôt de la couverture, il est très délicat d'avancer une épaisseur primitive moyenne. Après réflexion et en considérant les chiffres maximaux enregistrés -une centaine de mètres au Suquet, au Nord de Thédillac, cinquante mètres à Domme, quarante mètres à Fumel sous la molasse oligocène, etc... -, je l'ai fixée à trente mètres pour l'étendue de la zone qui a pu être concernée par la sédimentation, soit environ 3 500 km². On aboutit ainsi à l'hypothèse d'un volume sédimentaire de 105 km³. Celui-ci ne prend pas en compte tous les matériaux qui ont pu être entraînés plus loin vers l'Ouest ou le Sud et se trouvent aujourd'hui sous la molasse. Pour ne pas risquer de sous-estimer l'importance de la morphogenèse, je doublerai le chiffre obtenu à partir des affleurements quercynois. C'est un total de 200 km³ de matériaux en provenance du socle qui aurait transité par le Quercy au Paléogène inférieur.

On ne doit pas naturellement attribuer l'intégralité du "Sidérolithique" à la crise "ilerdienne". Les recherches récentes, sans résoudre tous les problèmes de chronologie propres à des sédiments épuisés où les fossiles sont rarissimes, ont au moins montré leur diachronisme. J. D. ARCHANJO [1982] a précisé l'âge crétacé supérieur des sables qui ont servi de substratum aux paléoaltérations ferrallitiques qu'il a étudiées dans la région de Boulvé. Les argiles noires organiques associées aux argiles kaoliniques qui se trouvent à la base du "sidérolithique" dans la région de Fumel, ont livré une flore riche en espèces caractéristiques du Thanétien du bassin de Paris -détermination du B.R.G.M.-. Il est en conséquence prouvé que les premières arrivées d'altérites en provenance du Massif Central ont accompagné le retrait des mers crétacées et n'ont pas attendu l'Eocène inférieur pour se réaliser.

Très imprécis au mur du sidérolithique, les critères de datation ne le sont pas moins à son toit. Les premiers repères datés dont on dispose ici sont beaucoup plus tardifs qu'à proximité de la "Montagne Noire" ; en l'absence des jalons lutétiens, ils sont représentés par les molasses à *Palaeotherium* et les calcaires du Ludien. De ce fait, non seulement les produits de transport de la crise "garumnieuse" mais encore ceux entraînés par la crise "bartonienne" peuvent se confondre en Quercy avec les altérites ilerdiennes. Il serait faux de penser toutefois qu'il n'existe pas d'arguments pour tenter un partage entre toutes ces générations. La nature des dépôts, le caractère des paléoaltérations qui s'y sont développées, sont des indices précieux, surtout si on les compare aux observations réalisées dans d'autres régions.

- Le Sidérolithique du Quercy montre de notables différences d'une coupe à l'autre. La plupart des sables sont riches en quartz et en minéraux lourds résistants, pauvres en feldspath. Ils sont directement remaniés des sables crétacés ou appartiennent au Paléocène. Les affleurements caractérisés par la présence de sables feldspathiques sont au contraire peu nombreux. Ils représentent seuls, à mon sens, les alluvions entraînées hors du Massif Central à l'Eocène.

- Dans la mesure où la plupart des lambeaux de sidérolithique ont été affectés par une pédogenèse ferrallitique, comme l'a montré J. D. ARCHANJO [1982] et parce que j'ai beaucoup de raisons de penser que celle-ci s'est développée au Lutétien -voir la section consacrée à l'"accalmie" lutétienne- il m'apparaît logique d'attribuer l'essentiel des altérites éocènes du Quercy à la crise "ilerdienne" plutôt qu'à l'épisode "bartonien".

Compte tenu de ces dernières remarques et en reconnaissant le caractère très hypothétique de ces estimations, j'attribuerai un peu moins de la moitié du volume représenté par le "Sidérolithique" de l'Aquitaine moyenne à la crise "ilerdienne", soit 75 km³ ; 25 km³ seront réservés à la part de la crise bartonienne -voir page 305-, les cent kilomètres cubes restants seront partagés de façon égale entre les remaniements à partir du Crétacé supérieur et les terrains de transport paléocènes.

c - L'AQUITAINE SEPTENTRIONALE :

C'est finalement dans le Nord de l'Aquitaine que l'on cerne le mieux l'importance de la crise "ilerdienne". Les travaux réalisés par A. KLINGEBIEL sur les sondages du Bordelais, joints aux études récentes des géologues du B.R.G.M. [J. DUBREUILH et J. P. PLATEL] sur les dépôts paléogènes des Charentes et du Périgord, constituent des bases solides pour une approche globale du problème.

Grâce à la thèse de A. KLINGEBIEL [1967], le paléogéographe dispose d'une analyse sédimentologique précise des matériaux parvenus à l'Eocène jusqu'au niveau de base marin. Utilisant les nombreux sondages profonds forés au début des années soixante dans le sous-sol de la région bordelaise, A. KLINGEBIEL a orienté ses investigations dans deux directions particulièrement intéressantes pour la recherche géomorphologique : l'étude des minéraux lourds des sables et celle de la nature des argiles. Les renseignements minéralogiques obtenus, associés à une enquête paléontologique plus succincte, et qui nécessiterait sans doute des révisions [A. KLINGEBIEL *et alii*, 1962], l'ont conduit à distinguer dans la masse sédimentaire plusieurs ensembles aux caractères bien particuliers (fig. 57). Nous nous intéresserons, dans ce paragraphe, uniquement aux niveaux placés sous les calcaires lutétiens dits "de Blaye", dont la couche imposante est indiquée 4 sur la figure 57.

- Au toit des calcaires mésozoïques, A. KLINGEBIEL a tout d'abord identifié les quelques dizaines de mètres d'argiles rubéfiées plus ou moins sableuses qui ont été mentionnées à propos de l'épisode

"garumnien" (1 sur la fig. 57). Azoïques, ces argiles, dont les teintes fortement oxydées trahissent une mise en place continentale, s'opposent dans les sondages les plus occidentaux (Moulon, Bordeaux, Pessac de la figure 57) aux sédiments à faune marine, en général carbonatés, qui les recouvrent.

- Datés de l'Eocène "inférieur" par A. KLINGEBIEL en raison des fossiles retrouvés -*Nummulites exilis*, *N. globulus*, *N. pernotus*, *N. burdigalensis*, *Alveolina oblonga*-, ces niveaux passeraient eux-mêmes, à l'Est, à de très minces assises continentales. Le lien des uns aux autres serait assuré par les minéraux lourds -domination des ubiquistes résistants- et les argiles -domination de la kaolinite-.

- Entre l'"Eocène inférieur" et la couche transgressive des calcaires de Blaye, la base de l'"Eocène moyen" marin serait relayée en direction du continent par une très épaisse série sableuse fluviatile ("Sables inférieurs", 3 sur la figure 57).

Un des côtés curieux du dernier passage latéral de faciès évoqué vient de ce que A. KLINGEBIEL a voulu limiter, pour le sondage de S^{tc}-Foy-la-Grande, la couche sableuse aux horizons où la kaolinite continue sa domination, alors qu'à l'Ouest, y compris dans le sondage très proche de Moulon, la transition kaolinite dominante-smectites dominantes apparaît largement amorcée au sein de ce niveau. A. KLINGEBIEL a suivi dans ses propositions de raccords les indications des minéraux lourds qui lui donnaient, presque dès la base du sondage de S^{tc}-Foy, de fortes quantités de minéraux du métamorphisme -grenat-disthène-, arrivées qui se produisent plus tardivement, au début de son "Eocène moyen", en milieu marin.

En utilisant les renseignements dont on dispose aujourd'hui pour les terrains continentaux charentais et la logique globale d'appréciation des événements paléogènes apportée par mon enquête, je proposerai deux modifications au schéma de A. KLINGEBIEL (fig. 57).

- Dans le sondage de S^{tc}-Foy, je ferai d'abord confiance aux renseignements apportés par les argiles et je remonterai en conséquence les limites des différents niveaux. Il me paraît en effet plus facile d'expliquer un changement spatial dans la nature des minéraux lourds par l'intermédiaire des bassins d'alimentation, des courants, ou des remaniements côtiers, que par un décalage aussi important dans la minéralogie des phyllites.

- J'attribuerai surtout les "Sables inférieurs" à la crise "ilerdienne" et non à l'"Eocène moyen". Plus épais dans le sondage de S^{tc}-Foy en fonction de la remarque précédente, les "Sables inférieurs" ont pour moi la même signification morphologique que la "Molasse de Carcassonne" ou les sables cuisien du bassin de Paris : leur arrivée a coïncidé avec la reprise d'érosion de l'Ilerdien supérieur et s'est poursuivie pendant tout le "Cuisien" des régions méridionales, voire une partie du Lutétien -Lutétien inférieur- d'où le passage latéral des sables les plus récents à l'"Eocène moyen" du sondage de Pessac. Dans ces conditions, le maximum de la transgression "éocène inférieur", placée sous les sables de l'Ilerdien supérieur, correspondrait très exactement à la transgression de la mer à Alvéolines nord-pyrénéenne ; elle daterait de l'Ilerdien moyen et serait à corrélérer avec le dépôt sur le continent des argiles de la base des séries charentaises -voir ci-dessous-.

L'interprétation proposée ne diverge pas de celle de A. KLINGEBIEL. Elle offre simplement des nuances dans la compréhension des phénomènes, elle est sans doute aussi moins prudente puisqu'elle propose des corrélations entre couches marines et couches continentales qui restent à démontrer à l'aide de preuves stratigraphiques. Je prendrai malgré tout le risque d'appuyer sur elle mon estimation des volumes de sédiments mis en jeu par la crise "ilerdienne".

Etendues à toute la région bordelaise [cf. la carte 22 de A. KLINGEBIEL, 1967], soit environ 3 500 km², les séries concernées possèdent une épaisseur moyenne de 150 mètres. Leur masse se chiffre à un peu plus de 500 km³. Le problème demeure de savoir si l'intégralité du cubage doit être attribuée à des altérites en provenance du Massif Central. L'analyse des minéraux lourds effectuée par A. KLINGEBIEL apporte sur ce point des renseignements fondamentaux. Une étude sondage par sondage montre pour les "Sables inférieurs", redéfinis à l'aide des argiles comme je l'ai indiqué plus haut, des quantités de grenat beaucoup plus importantes dans l'Eocène du Sud-Est -Auriac, S^{tc}-Foy-la-Grande- que dans ceux du Nord -Coutras-. Nous verrons, à propos de la crise bartonienne en Aquitaine, qu'il n'est pas possible de douter de l'origine "pyrénéenne" d'une partie de ces grenats, force est donc de constater que, dès la seconde moitié de la crise "ilerdienne", au "Cuisien", des proportions notables d'apports méridionaux se sont mêlées aux altérites granitiques venues de l'Est. De ce fait, je ramènerai l'estimation du volume de ces dernières en Bordelais à 350 km³. C'est par l'intermédiaire des teneurs en disthène, minéral lourd de résistance moyenne, que l'on peut évaluer les arrivées directes en alluvions depuis le Massif Central ; les cartes 8 et 9 de A. KLINGEBIEL permettent ainsi de reconnaître l'existence d'un véritable delta centré sur la région de Coutras. C'est là du reste qu'on trouve, immédiatement au Nord de l'"anticlinal" de la Clotte, la plus grande épaisseur mesurée -200 mètres- de sédiments éocènes inférieurs. C'est là aussi que débutent les affleurements de ces séries continentales, avec les "landes" de la Double et du Petit Angoumois.

Les dépôts paléogènes ne recouvrent pas le Nord de l'Aquitaine de façon uniforme. La tendance, déjà amorcée en Quercy, s'exagère ici : des ondulations synclinales très marquées ont retenu l'essentiel des terrains détritiques tertiaires, avant d'être mises en inversion de relief par l'érosion quaternaire ; elles forment aujourd'hui des secteurs qui s'opposent franchement par leur paysage forestier aux champagnes développées sur les terrains calcaires crétacés des "anticlinaux" [P. DANIOU, 1981]. Les terrains argilo-sableux se limitent ainsi à trois régions de moins en moins étendues, au fur et à mesure que l'on s'éloigne des limites du golfe marin paléogène.

- De part et d'autre de la "fosse" de Coutras, les landes saintongeaises correspondent aux matériaux accumulés dans le "synclinal" Pauillac-Blaye-Coutras.
- Séparés de la région précédente par la terminaison méridionale de l'"anticlinal" de Jonzac, les landes du "Petit Angoumois" s'inscrivent dans le prolongement du "synclinal" Saintes-Barbezieux.
- Enfin, entre les "anticlinaux" de Chalais et de la Tour-Blanche, les landes du Montmorélien coïncident avec la moins accusée des ondulations synclinales.

A l'occasion des levés des nouvelles cartes géologiques au 50.000^{ème}, ces secteurs ont fait l'objet d'une étude de terrain minutieuse de la part de J. DUBREUILH et J. P. PLATEL. Ceux-ci ont consigné leurs observations dans les notices de plusieurs cartes -Barbezieux, Coutras, Montguyon, Montmoreau, Montpon-Ménéstérol- ; ils les ont résumées dans un court article [1982] d'où ont été extraits les croquis de la figure 58.

Appuyant leur stratigraphie sur les nombreuses carrières profondes exploitant les lentilles d'argiles réfractaires ou les sables paléogènes, J. DUBREUILH et J. P. PLATEL ont reconnu dans le Tertiaire des Charentes de "9 à 12 grandes séquences sédimentaires fluviales" (fig. 58 II et III). Les séquences de base appartenant à l'Eocène inférieur seront seules évoquées dans ce paragraphe. Elles représentent d'ailleurs plus de la moitié de l'accumulation et sont les mieux connues, puisqu'elles contiennent des niveaux soumis à une extraction industrielle -plus de 50 % de la production française d'argiles réfractaires-.

L'Eocène inférieur des landes du Petit Angoumois a été divisé en trois niveaux regroupant six séquences différentes. J. DUBREUILH et J. P. PLATEL ont distingué de bas en haut.

- Un premier ensemble constitué, suivant l'endroit, par la formation de Trouvérac inférieure ou celle du Ramard -15 à 20 mètres chacune-. Il est composé d'argiles kaoliniques pures gris-blanc, de lignites à nodules de sulfure de fer et de sables gris.
- Un ensemble intermédiaire, correspondant aux formations de Trouvérac supérieure et de Bernet -5 à 15 mètres chacune-. Il associe des sables jaunâtres pyriteux à la base -sables principalement quartzueux à cortège de minéraux lourds résistants : tourmaline, zircon, oxydes de titane, staurotite- et des argiles kaoliniques au sommet.
- Un ensemble supérieur représenté soit par la formation de Montroux, soit par celle de Guizengeard inférieure -épaisses de 20 à 35 mètres-. Il coïncide avec un changement dans la minéralogie. Si des lentilles d'argiles kaoliniques pures y sont toujours présentes, les sables, de plus en plus nombreux, se chargent en feldspath et en minéraux lourds du métamorphisme -andalousite, disthène, sillimanite-, tandis que les argiles qui leur sont associées comprennent de 10 à 40 % d'illite et de smectites.

En multipliant les prélèvements dans les niveaux ligniteux, ils ont pu reconstituer des paléoflores qui font, sans possibilité d'erreur, des deux niveaux inférieurs à argiles kaoliniques pures des "équivalents du Sparnacien du bassin de Paris" [J. J. CHATEAUNEUF *et alii*, 1977] et des niveaux supérieurs à sables feldspathiques des dépôts contemporains du Cuisien -résultats qui ont été confirmés par la détermination de bois fossiles [M. DUPEYRON-LAUDOUENEIX, 1979]-.

Les grandes lignes de cette lithostratigraphie sont incontestables. Ayant eu l'occasion de parcourir la région avec les nouvelles cartes géologiques, je dois reconnaître que le travail de J. DUBREUILH et J. P. PLATEL éclaire de façon remarquable une réalité d'apparence très complexe. Les tracés de la carte m'ont même parfois paru si précis que j'en suis venu à me demander s'ils n'avaient pas tendance à simplifier cette réalité. On ne doit pas oublier, en effet, que l'on a affaire, dans les Charentes, à des séries continentales fluvio-palustres avec de très fréquentes variations latérales de faciès, allant des alluvions à galets aux lentilles d'argiles pures. Il me paraît très difficile, pour ne pas dire impossible, d'affirmer des corrélations à distance, c'est-à-dire d'établir une lithostratigraphie régionale. Cela n'a guère de conséquence pour les horizons inférieurs dont il a été question jusqu'ici, car l'évolution sédimentaire très nette constatée entre le "Sparnacien" -Ilerdien inférieur et/ou moyen pour moi- et le "Cuisien" -Ilerdien supérieur ou "Cuisien"- permet d'identifier une coupure entre deux générations d'altérites. Les choses se compliquent singulièrement avec les niveaux à sables feldspathiques à l'intérieur desquels il n'existe plus, ou presque -voir pages 298 et 299-, de repères sédimentologiques indiscutables.

Ces réserves expliquent pourquoi j'accorderai une confiance très limitée aux contacts tracés sur les nouvelles cartes, notamment à ceux qui séparent les formations "cuisiennes" des formations dites "lutétiennes". L'importante question des dépôts lutétiens, qui ne peut pas être traitée dans un paragraphe consacré à la crise ilerdienne, sera laissée de côté pour l'instant. Avec elle, resteront en suspens les données qui lui sont liées : l'épaisseur et le volume exact des sédiments ilerdiens charentais venus du Massif Central. Je me contenterai de noter, qu'en prenant pour base les chiffres lus sur les cartes géologiques ou les coupes schématiques qui les accompagnent, on aboutit pour l'ensemble "Sparnacien-Cuisien" à la reconstitution d'une couche d'une soixantaine de mètres d'épaisseur moyenne s'étendant sur environ 3 500 km², c'est-à-dire un volume légèrement supérieur à 200 km³.

Avant d'abandonner les séries détritiques charentaises pour rechercher plus en amont leurs racines, une dernière remarque s'impose à leur sujet : J. DUBREUILH et J. P. PLATEL ont signalé une évolution granulométrique négative des séquences les plus anciennes (voir fig. 58, croquis II et III, colonnes intitulées "séquences"), or il m'apparaît important d'ajouter que ce phénomène est double, il existe non seulement à

l'intérieur de chaque séquence, mais aussi, pour ne pas dire surtout, à l'échelle de toute la série "ilerdienne" (cf. les flèches tracées sur les croquis II et III de la fig. 58). Personnellement, j'ai été très frappé lors de mes visites aux grandes carrières du Petit Angoumois par l'augmentation de la granulométrie des dépôts de bas en haut des fronts de taille. Rapproché des variations minéralogiques, ce caractère conduit à donner aux dépôts éocènes du Nord de l'Aquitaine une signification particulière : ils représentent la libération d'un manteau de vieux sols ferrallitiques avec mise en mouvement des matériaux les plus fins d'abord, puis de la phase résiduelle la plus grossière -sables, galets de quartz-, alors que les premières arrivées de sables graveleux feldspathiques traduisent une reprise d'érosion dans le socle lui-même. Sur le plan géomorphologique ils témoignent de l'apparition, à l'Eocène, dans cette partie de la France, de nouveaux paysages sur l'originalité desquels il faudra nous pencher.

Au-delà des landes du Montmorélien, où l'épaisseur de l'ensemble du Paléogène ne dépasse pas cinquante mètres -dont la moitié environ de sédiments éocènes inférieurs, voir page 298-, aucun jalon certain de la crise "ilerdienne" n'a été jusqu'à aujourd'hui dûment authentifié. On retrouve en Périgord une situation assez comparable à celle observée en Quercy, mais les arguments ne manquent pas ici pour minimiser, au contraire de ce qui avait été fait dans l'Aquitaine moyenne, l'ampleur de l'accumulation.

Les cartes géologiques au 80.000^{ème} ont, quelle que soit l'édition, toujours accordé une large place aux dépôts tertiaires dans les bassins de la Dronne ou de l'Isle. Récemment il a été démontré qu'une partie de ces couches appartenait en réalité au Crétacé supérieur [M. CASSOUDEBAT et J. P. PLATEL, 1973]. Les sédiments d'âge paléogène inférieur probable restent cependant nombreux et variés. Une thèse de doctorat de 3^{ème} cycle vient de leur être, en partie, consacrée.

F. DAUGAS [1981], a reconnu dans le Nord du Périgord trois générations distinctes d'altérites (fig. 59) :

- au toit des roches jurassiques ou crétacées des "Sables et Argiles à minerai de fer", appellation qu'il a préférée au terme ambigu de "sidérolithique" ;
- par-dessus les précédents, des alluvions hétérogènes, parfois grésifiées, qu'il a regroupées dans le "complexe détritique de St-Pardoux" et rapportées principalement au Bartonien ;
- enfin, remaniant plus ou moins les formations précédentes : les "Sables des Bades" très mal situés dans la chronologie.

Seules les premières seront évoquées dans le détail pour l'instant.

Il a reconnu dans les "Sables et Argiles à minerai de fer", piégés la plupart du temps à l'intérieur de diverses formes karstiques ouvertes dans le plan des interfluves où affleurent les calcaires mésozoïques, des équivalents d'amont du "Sidérolithique" charentais. Composés uniquement de quartz associés à des minéraux lourds résistants -tourmaline, zircon- dans leur fraction sableuse, et de kaolinite très bien cristallisée dans leur fraction argileuse, ces matériaux auraient été déposés par des cours d'eau sur pente faible dans un contexte tropical humide -climat hydrolysant propre à la ferrallitisation- au Cuisien [p. 129]. Bien que F. DAUGAS ait insisté sur l'absence d'"indice évident de datation" [p. 74], l'hypothèse suggérée lui est apparue logique en fonction de l'âge obtenu pour des faciès semblables de la base de la formation de Brenne [J. P. DONNADIEU, 1976 et L. RASPLUS, 1978] -voir page 296 et suivantes- et surtout pour ceux des Charentes [J. J. CHATEAUNEUF et alii, 1977]. L'épisode cuisien aurait par conséquent correspondu à la fois à une sédimentation calme et à la genèse de profils ferrallitiques qui se seraient développées d'abord aux dépens des formations alluviales sableuses, ensuite, et dans une moindre mesure, à ceux du substratum calcaire.

On notera naturellement la contradiction qui existe entre la chronologie précise fournie par le Paléogène charentais et les propositions de F. DAUGAS : comme le Cuisien correspond, à l'aval, à des arrivées massives de sables feldspathiques, il n'est pas possible d'envisager au même moment, à l'amont, des dépôts calmes et une pédogenèse ferrallitisante active. On pourrait tout au plus supposer un synchronisme entre les "Sables et Argiles à minerai de fer" et les argiles sableuses kaoliniques ilerdiennes -Sparnacien du bassin de Paris-. Mais, en dehors de preuves paléontologiques il faut avant tout reconnaître l'incertitude dans laquelle on se trouve. Les faciès "sidérolithiques" rencontrés sur les plateaux calcaires sont les plus "atypiques" des formations corrélatives prélevées au socle du Massif Central : des argiles kaoliniques mêlées à des sables quartzueux peuvent s'être déposées dès le Lias -voir à ce sujet la thèse de M. STEINBERG [1970, pp. 49 à 60]- ; elles ont continué à se former jusqu'à l'extrême fin du Tertiaire ; leur remaniement se poursuit à l'époque actuelle. Si, en fonction de leur position stratigraphique, il y a de fortes probabilités pour que les "Sables et Argiles à minerai de fer" appartiennent à la génération des altérites paléocènes ou éocènes inférieures, je crois pouvoir ne pas en tenir compte dans l'estimation des volumes, car elles représentent très peu de chose.

Je conclurai qu'à l'époque de la crise "ilerdienne", le Périgord ne faisait pas partie de la zone de sédimentation majeure. Il représentait un domaine de transit des alluvions issues du socle, voire un secteur soumis à une légère regradation ou plutôt à un décapage de ses sols. Cette dernière remarque n'est pas gratuite : P. MARCHADOUR, élève de l'Ecole des Mines de Paris, est arrivé à cette conclusion en étudiant les caractères minéralogiques des kaolinites du bassin des Charentes [1980]. Il a attribué une origine massif-centralienne aux seules kaolinites ordonnées mélangées à des micas, les kaolinites désordonnées associées à de l'anatase proviendraient, quant à elles, de l'altération des couches mésozoïques du Nord de l'Aquitaine. Dans ces conditions, les actuels lambeaux de "Sables et Argiles à minerai de fer" du Périgord pourraient être considérés

comme des témoins des paléosols antérieurs à la crise "ilerdienne" préservés des effets de la crise par le modelé en creux karstique. En tout cas je ne pense pas que l'on puisse y voir des lambeaux d'alluvions "ilerdiennes" pour des raisons de granulométrie du matériel : ces dernières ont forcément eu un faciès plus grossier.

La position d'amont par rapport aux séries charentaises où les galets ne sont pas rares, l'évocation des pentes nécessaires au déplacement de la masse d'altérites venue du socle, sont autant d'arguments pour envisager l'existence, au sein d'éventuelles alluvions ilerdiennes, d'une importante fraction caillouteuse. Dans la mesure où les nappes de gros galets, le plus souvent siliceux et parfaitement émoussés, sont aujourd'hui très abondantes à proximité du contact socle-sédimentaire, on semblerait n'avoir que l'embaras du choix. En fait, je serais tout à fait d'accord avec l'avis exprimé sur ce point par F. DAUGAS : la plupart des gisements de galets actuels ont été remaniés par les crises postérieures. Il est donc impossible d'estimer l'ampleur prise par les restes d'épandages "ilerdiens". Cette seconde inconnue ne me paraît cependant guère plus gênante que la première. Outre l'importance mesurée de leur volume, nous allons voir à propos du Bassin Parisien, où d'importantes formations à galets similaires parfois bien datées de l'ilerdien ont été conservées, que leur signification géomorphologique en ce qui concerne le socle est assez limitée.

En définitive, je crois que la presque totalité des matériaux déplacés par la crise "ilerdienne" dans le Nord de l'Aquitaine se trouve rassemblée dans les régions charentaise et bordelaise.

2 - L'EPISODE "ILERDIEN" (= SPARNACIEN ET CUISIEN) DANS LE BASSIN DE PARIS :

Dans un réflexe assez naturel, le paléogéographe est tenté de "retrouver" dans le Bassin Parisien la trace des événements qui viennent d'être décrits dans le Nord de l'Aquitaine. On est, de cette façon, amené à rechercher, sur les marges septentrionales du Limousin, les séries "symétriques" des décharges "ilerdiennes" charentaises. Or on ne les retrouve pas ! Une telle démarche serait d'ailleurs vaine, car elle méconnaîtrait les particularités de l'évolution structurale de chaque domaine. Par-delà de nombreuses convergences de détail -rôle joué dans le Centre-Ouest du bassin de Paris par des ondulations de direction armoricaine comme en Charente- ou générales -caractère négatif des séries sédimentaires-, les différences n'ont pas manqué à cette époque entre Aquitaine et Bassin Parisien ; l'originalité de ce dernier a tenu surtout à deux circonstances.

- L'organisation de l'espace y a été particulière avec la présence d'une vaste plaine entre le golfe marin et le Massif Central.

- Les rythmes ou les styles tectoniques y ont été spécifiques puisque les transports de matériaux se sont faits successivement à courte, moyenne et longue distance.

Nous étudierons d'abord les rares jalons de cette époque conservés dans le bassin de Paris méridional, les problèmes qu'ils posent ne sont pas sans rappeler à une échelle bien supérieure toutefois, ceux qui viennent d'être rencontrés en Périgord et en Quercy ; les dépôts du centre du bassin seront ensuite examinés.

a - LES DEPOTS CONTINENTAUX DU SUD DU BASSIN DE PARIS :

De l'Ouest, Maine, Anjou, à l'Est, Nivernais, en passant par la Touraine et le Gâtinais, on rencontre aujourd'hui dans tout le Sud du bassin des formations à galets plus ou moins fortement consolidées par de la silice dont la position stratigraphique reste malheureusement encore souvent imprécise. Il ne fait pas de doute cependant qu'une partie de ces alluvions, au moins, est contemporaine de la crise "ilerdienne", la démonstration peut en être faite dans deux secteurs éloignés.

- Une microflore particulièrement caractéristique du Cuisien supérieur -niveau de l'argile de Laon, voir ci-dessous- a été découverte dans des conglomérats siliceux qui affleurent dans la région de la Roche-Posay, immédiatement à l'Ouest de la Brenne [J. J. CHATEAUNEUF *et alii*, 1977].

- On peut admettre, grâce à des corrélations stratigraphiques, l'âge cuisien inférieur -ilerdien supérieur du domaine méridional- des poudingues de Nemours. En effet, M. THIRY [1981, pp. 82 à 84] a reconnu dans les conglomérats de la basse vallée du Loing, compris entre la craie et le calcaire de Château-Landon bartono-ludien, des faciès grossiers passant latéralement aux sables à éclats de silex des environs de Montreau, formation dont l'âge cuisien inférieur vient d'être établi tout récemment [J. L. DUCREUX *et alii*, 1984].

Parce que l'on peut aussi démontrer l'âge post-lutétien d'autres placages de galets -voir page 312-, il est très difficile de préciser l'extension des nappes alluviales cuisiniennes. Nous devons nous limiter à débattre de leur signification morphologique.

Les alluvions cuisiniennes offrent une caractéristique commune : leur granulométrie grossière, marquée par une fraction caillouteuse qui forme parfois plus de la moitié du sédiment. La pétrographie de ces galets est également remarquable : l'écrasante majorité d'entre eux ont été empruntés aux accidents siliceux des terrains mésozoïques, mais on y rencontre aussi de nombreux quartz -Touraine-Anjou-. En revanche, et par opposition aux alluvions post-lutétiennes, on peut admettre, comme M. THIRY l'a constaté pour les poudingues de la vallée du Loing [1979, p. 240], qu'ils ne contiennent pas de fragments de grès et surtout de poudingues

repris à une ancienne génération. Emballés dans une matrice argilo-sableuse -kaolinite et minéraux résistants-parfaitement ubiquiste, les galets ont retenu l'attention de la plupart des observateurs par leur taille -les éléments de plus de vingt centimètres de grand axe ne sont pas rares- ou par leur degré d'usure, surprenant pour un matériel d'une grande résistance. Le double phénomène a été interprété avec logique comme la conséquence d'une mise en place par de très puissants courants fluviaux descendus du Massif Central [P. JODOT, 1938]. L'hypothèse pose, néanmoins, suivant la remarque formulée par J. GRAS [1963, pp. 189 à 198], de nombreuses et délicates questions de géomorphologie : les crises tectoniques éocènes auraient dû bouleverser les horizons très plats laissés par le recul des mers crétacées. L'improbabilité d'une telle éventualité avait conduit A. VATAN [1938 b] et G. DENIZOT [1939] à nier l'origine fluviale du tri et de l'éboulis des galets et à y reconnaître l'oeuvre du brassage littoral, lors de la régression fini-secondaire. Renforcée par l'utilisation des méthodes morphométriques [A. CAILLEUX, 1945], cette nouvelle explication a paru s'imposer définitivement avec une mise au point de A. CAILLEUX et J. TRICART [1946]. J. GRAS l'avait utilisée abondamment [1963, pp. 47 à 51 et 66 à 69]. Or à la suite de C. KLEIN [1973, pp. 453 à 456], plusieurs géologues [M. GIGOUT, 1977 - D. BADIA *et alii*, 1977 - L. RASPLUS, 1978] viennent de se rallier à nouveau à l'origine fluviale du façonnement des galets. Bien que souvent "dissonante", puisque L. RASPLUS [1978, p. 88] parle du caractère "climatique de l'usure" mais évoque des "oueds" et un climat aride alors que M. GIGOUT semble plutôt songer à des conditions chaudes et humides en prétextant l'agressivité des eaux fluviales vis-à-vis de la silice [1977, p. 303], ces nouvelles prises de position me forcent à rouvrir un débat qui aurait dû être clos depuis longtemps.

On doit d'abord noter que la discussion a exclusivement porté sur des formations alluviales réputées bartoniennes. Il s'agit cependant d'un détail sans conséquence puisque, d'une part, l'âge cuisien d'une partie des sédiments impliqués dans le débat est aujourd'hui démontré et que, d'autre part, la situation stratigraphique précise d'épandages dont le diachronisme est prouvé, n'a pas à intervenir dans une analyse de la dynamique de dépôt. Je ferai ensuite les remarques suivantes, en essayant d'éviter le piège classique de la polémique, qui consiste à "oublier" les arguments des autres pour ne "voir" que les siens.

- Le remaniement ultime des galets siliceux par l'eau courante est un fait incontestable. Il n'a jamais du reste été contesté à ma connaissance. Les figures alluviales classiques à stratifications entrecroisées, les structures massives de remplissage de chenaux de forte crue abondent dans le sédiment et ne laissent, à ce sujet, pas le moindre doute. Seules méritent d'être discutées l'origine de l'éboulis et surtout l'ampleur du transport fluviale connu par les galets. On comprendra facilement que toute la signification géomorphologique de la discussion -la seule qui me préoccupe- porte sur ce dernier point. Les gros galets des alluvions éocènes sont-ils ou non des témoins de la puissance des organismes fluviaux qui les ont déposés ; traduisent-ils par là l'existence de forts reliefs, de pentes notables et d'une morphogenèse active sur le Massif Central et ses marges sédimentaires ? Il est incontestable qu'une réponse positive a été apportée à cette double interrogation par C. KLEIN. En parlant de "piémonts alluviaux" [1973, pp. 453-454] et en faisant le reproche à J. GRAS d'avoir sous-estimé les événements morphologiques de l'époque [pp. 451-452], il a clairement indiqué une opinion qui ne manque pas d'être singulière sous la plume du promoteur de l'"acyclisme". Je la contesterai formellement.

- Si du matériel a pu être apporté de régions lointaines, y compris du Massif Central, il ne saurait être question d'attribuer une telle provenance à la fraction caillouteuse la plus grossière. Les gros galets, formés de roches siliceuses marines ou continentales nées au coeur même du bassin sédimentaire, sont le résultat de remaniements à courte distance ; ils proviennent toujours d'un secteur proche de celui où on les rencontre et leur transport ne semble pas avoir excédé quelques kilomètres, au maximum. Leur regroupement en grand nombre dans certaines régions -dans la basse vallée du Loing par exemple-, l'absence d'éléments intermédiaires entre eux et la matrice sablo-argileuse -courbes granulométriques à palier d'où sont exclus les graviers ou les sables grossiers- soulignent leur origine locale et leur excès de taille par rapport à la faible compétence des cours d'eau, donnée en parfait accord avec la planéité des paysages de l'époque. Dans ces conditions leur éboulis n'a pas de signification géomorphologique, soit qu'il ait été façonné avant -choc en coup d'ongle, guillochage spécifique de l'usure mécanique marine- soit qu'il ait été réalisé pendant leur séjour dans les cours d'eau cuisiers par polissage des enveloppes peu résistantes des silex -voir à ce sujet les remarques pleines de bon sens formulées par J. GRAS [1963, p. 197]-.

J'observerai, pour conclure, que la meilleure preuve de la puissance très limitée des cours d'eau qui ont mis en place les séries alluviales du Sud du bassin de Paris réside dans la répartition très hétérogène des nappes de galets. Sans parler de la discontinuité des affleurements introduite par l'érosion postérieure, il apparaît impossible de reconstituer aujourd'hui des axes d'écoulement grâce à la nature et la taille des galets. C'est la principale leçon que l'on peut retirer de l'analyse sédimentologique très précise réalisée par L. RASPLUS [1978, pp. 71 à 92] dans une région pourtant riche en jalons. L'explication de ce fait est simple : en dehors d'un sens d'écoulement majeur du Sud vers le Nord, dont témoignent les quantités de plus en plus modestes et les tailles de plus en plus petites des quartz prélevés sur le socle ou sur ses enveloppes triasiques, il n'y a pas de hiérarchie établie entre les divers matériaux -"chailles", calcaires silicifiés, silex- repris aux auréoles secondaires, si ce n'est leur ordre d'apparition ou de disparition. Des fragments plus gros ou plus usés ont été adjoints au reste du cortège alluvial, en fonction des hasards de leur remaniement. L'incapacité des cours d'eau à introduire une continuité dans le transport et un triage démontre des vitesses et des débits pour le moins modérés, même à l'occasion des crues.

Les alluvions grossières ne sont que les éléments les plus spectaculaires du manteau d'altérites éocènes inférieures. D'autres faciès ont été conservés à la base des sédiments accumulés dans les grandes cuvettes où ils ont été révélés par les forages profonds. Les géologues attribuent ainsi au Sparnacien deux types

de dépôts : des "agglomérats de silex souvent cimentés par de la silice : les perrons", dans lesquels on peut reconnaître la principale source d'alimentation en fraction grossière des cours d'eau, et "des argiles plastiques ou sableuses contenant ou non des débris de silex souvent roulés" [J. LABOURGUIGNE *et alii*, 1980, p. 331]. Les uns et les autres, plus ou moins remaniés par l'eau, sont de simples produits de l'altération des couches secondaires. Leur volume, qui est loin d'être négligeable, ne doit pourtant pas être pris en compte dans une étude de la morphogenèse du Massif Central. Ils apportent plutôt une preuve supplémentaire, après ce que nous venons de dire des cours d'eau, de l'existence d'une vaste plaine aux pentes très atténuées à travers tout le Sud du Bassin Parisien. Celle-ci se raccordait aux régions septentrionales du Massif et plusieurs arguments permettent même d'envisager son prolongement assez loin sur le socle. J'en citerai deux.

- L'absence de matériel argilo-sableux, issu du socle et étalé à l'Ilerdien sur les horizons sédimentaires, est surprenante, notamment dans l'extrême Sud-Ouest du bassin, aux abords du Limousin, où l'on s'attendrait à rencontrer le symétrique des séries charentaises. En me gardant bien d'employer l'expression d'épandages "de piémont", parfaitement inadaptée à l'ampleur du relief comme j'essayerai de le montrer plus loin, je constaterai qu'on ne rencontre même pas ici de voile détritique semblable à celui du Quercy et indiquant une sensible diminution de la pente au contact des premières auréoles secondaires. La preuve en est apportée sous la cuvette de Brenne. En dehors des trainées alluviales grossières abandonnées par les fleuves cuisien, on ne rencontre, entre les couches secondaires et l'accumulation bartonienne, que de minces niveaux ayant, au Lutétien, mêlé en les remaniant de vieilles altérites développées aux dépens du Mésozoïque et des produits frais venus du socle -voir page 297-. Or un tel voile s'est sûrement déposé au pied des hauteurs du Limousin. Force est donc de conclure à sa mise en place loin à l'intérieur du socle, puis à son élimination par la morphogenèse ultérieure -voir le paragraphe sur le Bartonien page 338-.

- Le deuxième argument se situe sur le socle lui-même. On a reconnu dans des niveaux organiques situés au mur des sédiments paléogènes du fossé de Gouzon une association pollinique contenant des espèces caractéristiques du Cuisien -entre autres l'espèce *Subtriporopollenites constans*- [J. J. CHATEAUNEUF ET G. FARJANEL, 1982, p. 3]. Cette découverte me paraît capitale : elle indique que ce secteur du fossé de Gouzon ne correspondait, au Cuisien, ni à une cuvette de sédimentation -nous verrons plus loin que les sables inférieurs sont lutétiens-, ni à une vallée -il y aurait eu érosion linéaire ou décapage puisqu'il n'y a pas eu accumulation-, ni, bien sûr, à un versant ou à un interfluve escarpé -puisque, là encore, il se serait produit une regradation-. Le plus vraisemblable est d'admettre une participation du secteur à la même topographie de plaine faiblement accidentée que celle reconnue dans le Sud du Bassin Parisien et fossilisée, plus tard au Tertiaire, sous les diverses séries continentales.

Il est impossible, aujourd'hui, de situer les limites des espaces aplanis en direction du Sud. D'autres reliefs ont dû exister à côté des hauteurs limousines, mais leur position nous est inconnue, à l'exception d'une d'entre elles cependant. Il y a en effet beaucoup de chance pour qu'un relief ait, au Cuisien, occupé l'axe du Morvan. C'est ce que révèle l'étude des sédiments du centre du Bassin Parisien.

b - LES ARGILES ET LES SABLES DU SPARNACIEN ET DU CUISIEN :

Grâce à la biozonation qui y a été établie et aux relations stratigraphiques entretenues par les différents niveaux, les séries lacustres ou marines de la partie centrale de la cuvette, situées au Sud de l'Anticlinale de l'Artois, apportent des données fondamentales sur le style des mouvements ayant déformé la moitié septentrionale de notre pays à l'Eocène inférieur ou sur les volumes déplacés par la morphogenèse. J'adopterai ici les corrélations stratigraphiques les plus récentes basées sur les Dinophycées [J. L. DUCREUX *et alii*, 1984, fig. 2] ; elles modifient sensiblement le schéma classique, en particulier elles reculent au Cuisien le dépôt des Argiles de Provins, ce qui améliore plutôt la compréhension des phénomènes tectoniques et les replace dans une logique d'ensemble.

Le Sparnacien aurait été ainsi marqué par des mouvements locaux d'ampleur très mesurée, ayant chassé des zones soulevées et accumulé dans des creux des matériaux divers, en fonction de la nature des roches présentes dans la topographie (fig. 60 A).

- Au Nord-Est de la cuvette, dans l'aire de regradation où affleuraient les sédiments thanétiens, les "Argiles et Lignites du Soissonnais" sont formés par des alternances de lentilles plus ou moins obliques de faluns, de sables, d'argiles, de marnes et de lignite. La faune étudiée par L. FEUGUEUR [1963] contient des espèces lacustres ou continentales en dehors, semble-t-il, de toute influence marine importante. La présence de paléosols avec nombreuses traces de racines bien conservées ont permis d'y décrire un environnement typique de mangrove [C. GRUAS-CAVAGNETTO *et alii*, 1980 a et b]. L'étude exoscopique des sables du Soissonnais et de leurs minéraux lourds montre surtout une très nette parenté entre ceux-ci et les sables thanétiens [J. TOURENQ *in* G. BIGNOT *et alii*, 1980, p. 355].

- A l'Ouest, les analyses sédimentologiques très fines opérées par M. THIRY [1981, pp. 15 à 48] sur les argiles bariolées du Vexin l'ont amené à dresser un tableau précis du paysage qui s'étendait, à l'époque, entre les "anticlinaux" de Bray et de la Seine [pp. 45 à 47]. Il a décrit une "plaine d'épandage" constituant un milieu aérien hydromorphe, soumis de façon constante à des phases d'hydratation et de déshydratation. Les abondantes traces d'oxydation, les bioturbations, et les fentes de glissement dans les argiles lui sont apparues comme autant de preuves d'un climat à saisons pluviométriques contrastées. Par la nature smectitique des argiles, la présence de débris ou d'éclats de silex de bas en

haut de l'accumulation, et la rareté des grains de quartz dans les niveaux sableux, il a enfin montré que ce matériel provenait d'un remaniement à faible distance des produits d'altération de la craie.

Les apports lointains ne sont parvenus dans le centre du bassin de Paris qu'au Cuisien (fig. 60 B). Dans la moitié méridionale de la cuvette, l'apparition des argiles kaoliniques et des sables traduit le phénomène. Le processus s'est amorcé au Cuisien inférieur, donc à l'Ilerdien supérieur des régions méridionales. C'est au Sud-Est de la Brie que l'on semble disposer des jalons les plus anciens : l'association des smectites et de la kaolinite dans les sables à débris de silex de la région de Provins [M. THIRY, 1981, p. 84] est le résultat d'un mélange entre des sols basiques développés sur roche calcaire et de premiers apports d'altérites venues de l'amont, que celles-ci représentent des phyllites formées aux dépens d'auréoles sédimentaires argilo-sableuses, suivant l'hypothèse soutenue par M. THIRY [1981, p. 152], ou qu'elles proviennent directement du socle. On doit, à mon avis, impérativement associer les deux zones d'alimentation citées pour comprendre le dépôt, au sein d'une vaste lagune, des Argiles de Provins. Composées de kaolinite pure, elles contiennent quelques niveaux chargés en sables fins dépourvus de feldspath ou de micas. Elles auraient, malgré un âge peut-être un peu plus tardif, une signification géomorphologique identique à celle des argiles des Charentes puisque leur sédimentation a coïncidé avec l'évacuation, sous les effets des mouvements du sol, des horizons les plus superficiels d'une pédogenèse antécuisienne, en apparence épaisse. Comme en Aquitaine, il y a eu organisation d'une séquence négative : les argiles sont ravinées à leur toit par des argiles sableuses et des sables -les Sables à pisé-. Leur lien avec des altérites, elles-mêmes très évoluées, ne fait guère de doute : leurs phases minéralogiques majeures restent le quartz et la kaolinite ; elles sont associées à des oxydes de titane et de fer, de rares minéraux micacés et des traces de smectites [M. THIRY, 1981, p. 94].

On retrouve donc en Brie une situation tout à fait comparable à celle des Charentes, à une exception près cependant : la série n'est pas couronnée par des matériaux moins évolués issus d'une reprise d'érosion dans le socle sain. Deux raisons sont susceptibles d'expliquer la différence : un arrêt de la tendance positive, à l'amont, ou un déplacement de l'ombilic de subsidence, à l'aval, les deux facteurs ayant d'ailleurs pu se combiner ainsi qu'on va le voir.

Bien qu'il n'en existe aucune preuve paléontologique ou stratigraphique, j'aurai tendance à reconnaître dans les "Arkoses" et les Sables de Breuillet, non feldspathiques malgré leur dénomination, des dépôts, sinon contemporains, occupant tout au moins une position similaire à celle des sables à pisé de Brie dans l'accumulation. On y retrouve les mêmes constituants : quartz, kaolinite, un peu d'illite-mica, quelques interstratifiés illite-smectite. Il paraît logique, en fonction de ce que nous venons de dire, d'y reconnaître l'arrivée, sous forme d'alluvions sableuses, des altérites libérées par des horizons profonds de sols évolués. L'intérêt des Sables de Breuillet est que leur cortège de minéraux lourds en est connu. J. TOURENQ [1968] y a établi une domination des espèces résistantes : zircon -40 %-, tourmaline -28 %-, oxydes de titane -16 %- et une faible représentation des minéraux lourds du métamorphisme -staurotide : 7 %, disthène : 4 %, andalousite : 2 %-. Il est impossible, face à un tel spectre minéralogique, de ne pas évoquer les analyses effectuées par L. RASPLUS sur les sables des nappes de galets de Touraine. L'identité de la composition des sables est frappante, bien que la tourmaline y soit avec l'andalousite souvent un peu plus représentée. Les Sables de Breuillet représentent en conséquence, pour moi, des apports venus du Sud et, selon toute vraisemblance, du Limousin oriental.

La domination des zircons parmi les minéraux lourds des sables cuisien du Sud du Bassin Parisien pose du reste un problème de grand intérêt. A. VATAN les a repérés dans les sables des Poudingues de Nemours [1948, p. 82]. On imaginerait volontiers leur apport massif, soit direct, soit indirect par le relais de sédiments secondaires, depuis le Morvan, leur déplacement s'étant fait vers l'Ouest à partir des reprises fluviales de direction sud-orientale invoquées par M. THIRY [1981, p. 150]. Cependant leur abondance dans le spectre des Sables d'Auteuil [S. DUPLAIX, 1948], dont l'âge cuisien inférieur, c'est-à-dire à peu près identique à celui des premières arrivées d'argiles kaoliniques en Brie, paraît démontré, infirme cette hypothèse. Parce qu'on reconnaît aussi dans les minéraux légers de ces sables quelques grains de feldspath frais et des feldspaths altérés, je crois que l'on peut être certain de l'origine armoricaine de la fraction sableuse, puisque le Massif Central n'a pas libéré à cette époque d'altérites feldspathiques. A l'aide d'un autre raisonnement, je rejoins un avis déjà exprimé par C. KLEIN [1973, p. 386]. Deux conclusions doivent en être tirées.

- Les sources des zircons cuisien, donc celles des sables, me semblent triples (fig. 60 B) : le Morvan, le Limousin et le Massif Armoricaire ont participé à la sédimentation du Cuisien inférieur.

- On doit constater que des sédiments de nature différente ont été exportés par le Massif Armoricaire et le Massif Central à l'Eocène inférieur. Des sols beaucoup plus évolués recouvraient en totalité ou en partie le socle de ce dernier. Il n'y a pas, à l'Ouest, l'équivalent des argiles et sables à kaolinite : des matériaux plus frais sont arrivés dès le début de la crise "ilerdienne". L'observation n'est évidemment pas surprenante ; elle s'inscrit dans la droite ligne des faits déjà notés au Crétacé ou à l'occasion de la crise "garumnienne" : le Massif Armoricaire a été alors souvent plus impliqué que le Massif Central par les déformations structurales. Les regratations constantes qu'il a subies -en particulier, dans le cas évoqué, au Thanétien-, ont limité la maturation des sols. Une longue réflexion sur les causes de ce phénomène dépasserait le cadre de ce paragraphe, il est indispensable de préciser, pourtant, qu'il est très vraisemblablement lié aux contraintes nées de l'ouverture de l'océan Atlantique et qu'il illustre la complexité des effets tectoniques de la cinématique des plaques.

Au Cuisien supérieur, une évolution similaire à celle des séries charentaises s'est poursuivie avec l'arrivée de matériaux de moins en moins altérés. S. DUPLAIX a insisté sur l'augmentation du nombre des

feldspaths et surtout des minéraux lourds du métamorphisme, qui deviennent majoritaires dans certains niveaux [1948, p. 508]. La mise à contribution directe de portions de socle modérément altérées est ainsi bien établie à la fin du Cuisien ; de sérieuses difficultés apparaissent, toutefois, lorsqu'il s'agit de localiser l'origine de ces apports. L'ombilic de subsidence s'est déplacé au Cuisien supérieur en direction du Nord ; ce processus a été accompagné d'une brève mais franche transgression marine. Celle-ci s'est achevée, après un léger mouvement positif des rives nord-orientales du golfe, par un dernier épisode continental au cours duquel les fractions granulométriques inférieures des sédiments marins ont été remaniées -Argiles de Laon-. Les sables cuisien sont fins, micacés et glauconieux, leurs minéraux argileux contiennent une majorité de smectites qui se retrouvent dans les Argiles de Laon. Leurs minéraux lourds ont été étudiés par J. TOURENQ [in G. BIGNOT, 1980] : ils sont "à tourmaline dominante avec présence dans tous les sédiments de grenat, d'épidote et surtout de hornblende dont les pourcentages vont en décroissant du Nord vers le Sud" [1980, pp. 356-357]. Comme, par ailleurs, les niveaux cuisien de la région de Reims montrent un enrichissement marqué en andalousite dont l'origine semble être les Ardennes ou les Vosges, on n'échappe pas à l'idée d'une participation des massifs anciens nord-orientaux [fig. 60 C]. Il n'existe aucune preuve d'apports du Massif Central ; j'admettrai, malgré tout, dans l'estimation de volume qui va être proposée, que des cours d'eau issus du Limousin ont pu amener des alluvions en provenance directe du socle. A n'en pas douter, si ces apports ont effectivement eu lieu, leur quantité est restée faible, voire très faible.

La masse des sédiments sparnaciens et cuisien du bassin de Paris n'est pas très compliquée à évaluer, dans le cas des matériaux accumulés dans la cuvette centrale tout au moins. Les altérites éocènes inférieures occupent une aire de dépôt continue d'environ 25 000 km². L'épaisseur totale des séries y varie fortement d'un lieu à un autre : elle atteint un maximum en Soissonnais, soit une centaine de mètres -quarante mètres de Sparnacien et soixante mètres de Cuisien-. Dans la mesure où ces valeurs diminuent assez vite en direction des bordures, l'épaisseur moyenne doit être ramenée à une petite vingtaine de mètres. C'est donc un volume de 500 km³ de sédiments qui ont été alors amenés par les cours d'eau ; mais l'on vient de voir qu'un pareil chiffre est loin de refléter la participation des massifs anciens périphériques puisqu'il inclut des remaniements à faible distance, presque uniquement représentés à l'occasion de l'épisode sparnacien. Après prise en compte du phénomène, je ramènerai à 300 km³ la contribution des massifs anciens et, en fonction de tout ce qui vient d'être dit, celle du Massif Central à un tiers de ce volume. Seule une centaine de km³ d'alluvions serait parvenue jusqu'au coeur du bassin de Paris depuis ses marges cristallines méridionales ; elle ne représente, toutefois, que la fraction des altérites qui ont atteint le niveau de base. Il n'est pas interdit de penser qu'une partie non négligeable des formations corrélatives de la morphogenèse a été "stockée" le long des cours d'eau, en raison de la faiblesse des pentes de la grande plaine du Sud du Bassin Parisien. On a d'ailleurs la certitude que de telles accumulations ont bien eu lieu -alluvions à galets- à distance du socle et tout porte à croire à une importance encore plus grande du stockage sur le socle, si la rupture de pente entre reliefs et plaine s'effectuait à l'intérieur même du Massif Central. La perte de matière du massif ancien sur son versant parisien a par conséquent pu dépasser en volume ce qui vient d'être recensé à partir des séries centrales. Aucun chiffre précis -50, 100, 150 km³ ?- ne sera proposé pour l'instant. Une seule certitude s'impose : les alluvions conservées sur les marges septentrionales du Limousin n'ont pas, de toute façon, représenté une quantité capable de combler l'écart très large qui sépare les estimations aquitaine -plus de 700 km³, rappelons-le- et parisienne. Cet écart devra impérativement être expliqué, à l'occasion d'une réflexion d'ensemble sur l'évolution géomorphologique éocène -voir page 338-.

3 - L'EPISODE "ILERDIEN" A L'EST DU MASSIF CENTRAL :

Les bassins sédimentaires séquano-rhodaniens, du seuil de Langres au Languedoc ou à la Provence, n'ont pas encore livré aux stratigraphes de niveaux d'âge paléocène prouvé ; ils n'avaient pas été évoqués dans le paragraphe consacré à la crise "garumnienne". Bien que les terrains fossilifères éocènes inférieurs ne soient guère plus nombreux sur les bordures orientales ou sud-orientales du Massif Central, il ne saurait être question de passer aussi sous silence l'épisode "ilerdien".

A ma connaissance, des sédiments appartenant à cette génération n'ont été identifiés qu'en Languedoc, au Nord de Montpellier, où une faune de Mammifères représentative de la zone de Cuise a été extraite de marnes gréseuses et ligniteuses ; des gisements de Characées [M. FEIST-CASTEL, 1976], découverts dans les mêmes couches, viennent de confirmer leur appartenance au Cuisien ou au Lutétien inférieur. On possède, malgré tout, l'assurance d'une étendue beaucoup plus grande des matériaux éocènes inférieurs, car on doit leur attribuer, en totalité ou en grande partie, les assises détritiques situées dans le Sud de la France sous les faciès très caractéristiques du Lutétien -calcaires à *Planorbis pseudo-ammonius* des auteurs classiques-.

Des dépôts de ce type sont connus dans presque toutes les ondulations synclinales, souvent faillées, mises en place par les contraintes nées à l'Eocène des mouvements de convergence entre les plaques européenne et ibérique. Leur épaisseur varie, à l'Ouest du Rhône, entre moins de dix mètres et une cinquantaine de mètres. L'étude que vient de leur consacrer en partie M. M. VALLERON [1981] permet de mieux les connaître sur le plan sédimentologique. Il s'agit de marnes, d'argiles ou de sables aux teintes très contrastées, dont les caractères indiquent sans possibilité d'erreur leur reprise très locale au matériel secondaire environnant : le cortège argileux à smectites dominantes, la présence de grains ou de dragées de quartz émoussés, de galets de

silex, voire de fossiles crétacés visiblement remaniés, en sont autant de preuves. Ils n'ont donc pas à être pris en compte dans une enquête recherchant les altérites exportées directement par le Massif Central.

De l'autre côté du Rhône, en Provence, des structures très similaires se poursuivent. Je ne m'attarderai pas à décrire le "synclinal de l'Arc", bien que des couches paléontologiquement datées s'y succèdent en concordance parfaite jusqu'au Lutétien terminal ; la sédimentation y a été alimentée par le Sud, suivant le schéma évoqué dans le paragraphe sur la crise "garumnienne". Aucun matériau en provenance du Massif Central n'a eu la moindre chance d'y aboutir. En revanche, le "synclinal des Alpilles", le bassin d'Apt et celui de Mormoiron méritent plus d'attention. On y connaît dans la même position stratigraphique qu'en Languedoc, c'est-à-dire entre un mur crétacé et un toit lutétien, des couches de sables et d'argiles kaoliniques de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. L'origine massif-centralienne de ce matériel ne fait pas de doute. Je ne pense pas, cependant, qu'on puisse y reconnaître des venues directes. Outre l'organisation des pentes orientées à l'époque dans la région du Sud au Nord, la nature des dépôts accumulés dans les structures en creux des garrigues languedociennes interdit de l'envisager. Les sables et argiles kaoliniques "ilerdiens" des bassins nord-provençaux proviennent, selon toute vraisemblance, d'un remaniement de terrains crétacés.

a - LE MACONNAIS :

Les maigres jalons de l'époque "ilerdienne" qui affleurent sur la bordure orientale du socle se rencontrent beaucoup plus au Nord dans le couloir Saône-Rhône. En dépit du manque de preuve paléontologique, il me semble possible de situer, à ce niveau dans la stratigraphie, une partie des sables argileux à silex du Mâconnais. Je développerai particulièrement l'étude de formations longtemps assez mal connues. Deux raisons m'y incitent.

- D'abord, le fait de m'être intéressé directement à ce problème en accompagnant sur le terrain M. O. BRUNY, géomorphologue lyonnaise, auteur d'une remarquable thèse de 3^{ème} cycle sur le bassin de Cluny et ses environs [1982].

- Ensuite, la valeur de l'exemple : si les sables argileux à silex du Mâconnais ne sont sans doute pas des témoins directs des événements qui se sont déroulés sur le socle, ils offrent l'avantage d'être en rapport étroit avec les grandes questions morphologiques posées par la crise "ilerdienne" dans l'Est du Massif Central.

M. O. BRUNY a évoqué avec clarté les données du problème stratigraphique sur lequel débouche l'étude des différents dépôts post-jurassiques du Mâconnais. Dans un contexte de bordure étroite, on retrouve des matériaux en définitive peu différents de ceux observés sur une échelle beaucoup plus importante dans les grands bassins sédimentaires.

Il existe à travers tout le Mâconnais, sur une couverture sédimentaire mésozoïque formidablement hachée par un canevas tectonique d'une exceptionnelle densité, des produits d'altération et/ou de transport caractérisés par leur fraction caillouteuse composée presque exclusivement de silex. Regroupés sous l'appellation commune d'"argiles à silex" par les anciens auteurs [M. O. BRUNY, 1982, pp. 36-37], ces formations ont été attribuées à la destruction des couches de craie crétacées, suivant un schéma assez similaire à celui établi pour rendre compte des altérites de l'Ouest du Bassin Parisien.

Le mérite d'avoir proposé une stratigraphie plus fine des "argiles à silex" du Mâconnais est revenu à M. LISSAJOUX [1919]. Il a, en effet, été le premier à introduire des distinctions dans l'accumulation, en reconnaissant de bas en haut :

- des argiles à silex et des sables quartzeux non fossilifères provenant d'un mélange entre les produits d'une altération des couches carbonatées secondaires et d'arènes "arrachées au plateau central",
- un conglomérat à ciment siliceux, "dont la disposition en bancs discontinus peut être attribuée à un dépôt lacustre",
- au sommet, une troisième formation d'origine fluviale, contenant des éléments roulés repris aux couches inférieures.

M. LISSAJOUX a ainsi pris le parti de ne reconnaître aucune formation développée par une altération in situ, l'ensemble du matériel ayant été remanié à plus ou moins grande distance. Attribuées à l'Eocène sans plus de précision par M. LISSAJOUX, les formations à silex du Mâconnais n'ont été replacées dans une réflexion stratigraphique générale sur la région qu'avec la thèse de A. JOURNAUX [1956].

Pour A. JOURNAUX, il existerait deux grands repères dans l'histoire de la bordure occidentale du fossé de la Saône.

- Le premier, géologique, est représenté par les niveaux conglomératiques à ciment calcaire, datés par leur faune de Gastéropodes continentaux à *Helix ramondi* du "Chattien".
- Le second est morphologique : comme tous les élèves de A. CHOLLEY, il a placé la réalisation d'une grande surface d'aplanissement à l'Aquitainien et il a fait des grésifications du Mâconnais des dépôts corrélatifs de l'événement.

Sur ces bases, sa stratigraphie lui est apparue solidement établie. A la suite d'une puissante crise tectonique fini-oligocène, l'érosion aurait aplani la région, accumulant dans les creux des formations à blocs -"argiles à silex" ou conglomérats calcaires- puis des sables. Le nivellement de la région se serait achevé à l'Aquitainien par des apports massifs de silice depuis le socle et sa précipitation en dalle au toit des accumulations alluviales. Des rejeux tectoniques miocènes se seraient ensuite produits, entraînant la reprise de l'activité morphologique et le dépôt de nouvelles formations corrélatives remaniant les premières.

J. P. PERTHUISOT, auteur des nouvelles cartes géologiques au 50.000^{ème} du Mâconnais, a repris les idées de A. JOURNAUX, à quelques nuances près cependant.

- Il a distingué, à la base de la série tertiaire, des argiles à silex provenant de l'altération in situ de la craie. Il a montré, en étudiant les fossiles contenus dans le silex, l'âge crétacé supérieur de la roche mère.

- Des remaniements des horizons d'altération se seraient ensuite produits tout au long du Paléogène, de l'Eocène inférieur au Stampien, les "argiles à silex" de cette génération se chargeant "en quartz repris au socle cristallin" [1967, p. 50].

- Il a admis l'âge des silicifications proposé par A. JOURNAUX : parce que la dalle placée au-dessus des argiles à silex sableuses a demandé une période de calme assez longue, on pourrait "penser que sa diagenèse est contemporaine de l'épisode lacustre aquitainien" [p. 6 de la notice de la carte géologique de Mâcon].

- Comme A. JOURNAUX, il a reconnu des remaniements postérieurs aux silicifications. Il a regroupé ces matériaux sous le nom de "formation de Verchiseuil" et estimé leur épaisseur locale à plusieurs dizaines de mètres. La position intermédiaire de la "formation de Verchiseuil", entre la "dalle siliceuse aquitainienne" et les conglomérats à ciment carbonaté occupant l'axe du petit fossé de St-Pierre-de-Lanques -cartes de Mâcon et Tournus-, lui a semblé un bon critère de datation. En raison de l'âge "pontien" donné aux conglomérats de St-Pierre-de-Lanques -ils seraient identiques à des brèches tectoniques de la bordure jurassienne-, l'attribution au Miocène moyen des "argiles à silex remaniées" ne lui a pas paru poser de problème.

M. O. BRUNY a conservé le schéma stratigraphique des deux auteurs précédents, mais elle a remis en cause l'âge des principaux épisodes. Après avoir fait un procès, un peu injuste selon moi, à A. JOURNAUX [p. 41], puisqu'elle a admis comme lui l'existence, entre les horizons régionaux remarquables -jurassique, dalle siliceuse, conglomérats calcaires-, de plusieurs générations d'"argiles à silex" remaniées, elle s'est attachée à contester des points essentiels de la chronologie de J. P. PERTHUISOT.

- Elle ne s'est pas ralliée tout d'abord à l'idée défendue par le géologue d'un âge "pontien" du conglomérat de St-Pierre-de-Lanques et a fait valoir les raisons sédimentologiques qui l'amenaient à préférer la thèse de A. JOURNAUX [1956] et C. SITTLER [1965] d'après laquelle il conviendrait de donner un âge "chattien" à tous les conglomérats à ciment calcaire de la bordure occidentale.

- Elle a surtout démontré, grâce à une étude détaillée des silicifications, -faciès, chimie, micromorphologie- que celles-ci présentaient les caractères reconnus par M. THIRY [1981] comme distinctifs des paléaltérations de l'Eocène moyen. Suivant les conclusions de cet auteur, elle leur a conféré une signification chronostratigraphique et a daté les argiles à silex in situ et les "argiles à silex sableuses", qui les recouvrent, de l'Eocène inférieur.

Je ne me démarquerai pas des conclusions auxquelles a abouti M. O. BRUNY ; je discuterai cependant quelques-unes des expressions qu'elle a utilisées, en particulier sa terminologie concernant les "argiles à silex". En parlant d'"argiles à silex remaniées", elle s'est contentée de reprendre les noms créés par ses devanciers. Je lui reprocherai, en conséquence, de n'avoir pas remis un peu d'ordre dans ce domaine, comme elle n'a pas hésité à le faire en matière de chronologie.

Trois types de dépôts bien différents coexistent en Mâconnais : des "argiles à silex" authentiques, c'est-à-dire des produits de l'altération de la craie, mais elles me semblent plutôt rares ; des formations de versants remaniant des sédiments où se trouvent des silex ou des fragments de silex, ce sont les plus nombreux ; des nappes alluviales comprenant des silex, ce sont les plus intéressantes pour la reconstitution de l'évolution morphologique passée.

Une analyse portant sur ces dernières permet de reconnaître, en Mâconnais, la situation décrite en Aquitaine et surtout dans le Bassin Parisien : avant le Paléogène supérieur, au moins deux générations d'alluvions argilo-sableuses, souvent chargées en fragments de silex, se sont accumulées dans les zones basses de la topographie. Le principal argument pour les distinguer est, en Mâconnais comme dans le Bassin Parisien, la consolidation de la première génération par un ciment siliceux et la présence, dans la seconde, de fragments de grès roulés. Parce que je crois avec M. THIRY -mais pour des raisons différentes des siennes, voir le paragraphe sur le Lutétien et les conclusions sur la période éocène- à l'âge éocène moyen des silicifications, je rattacherai à "la crise ilerdienne" les plus anciennes nappes à galets du Mâconnais.

L'évolution paléogéographique de la région semble pouvoir se résumer de la façon suivante.

- Au Crétacé supérieur, du Cénomaniens au Sénonien inférieur, au vu des fossiles retrouvés dans les silex, le Mâconnais s'est trouvé en limite de la zone de sédimentation de la mer de la Craie.

- Après l'émersion définitive du secteur, au Crétacé terminal, l'érosion sous forme d'une pédogenèse active se serait attaquée au toit des couches mésozoïques. La durée de cette phase est

inconnue. Elle paraît s'être poursuivie pendant tout le Paléocène, les mouvements du sol déclenchés par la crise "garummiennne" étant incapables dans cette région d'avoir entraîné le manteau d'altérites.

- C'est la crise "ilerdienne" -Sparnacien ou plus vraisemblablement Cuisien inférieur- qui aurait mis un terme à l'épisode pédogénétique. Pendant que le Morvan expédiait l'essentiel de sa couverture d'arènes très évoluées en direction de la Brie, les déformations tectoniques aboutissaient, dans le secteur, à un dégagement par le réseau hydrographique des argiles à silex ou, tout au moins, à leur remaniement local et à leur mélange avec des alluvions plus lointaines (fig. 60 B).

La question de fond qui doit impérativement être débattue et résolue à propos de l'exemple du Mâconnais, est celle de l'ampleur de la morphogenèse. Quelle signification doit-on donner à l'amalgame dans un même sédiment de silex issus de plusieurs étages ? Il est tentant d'imaginer, en première analyse, la destruction d'une impressionnante série crétacée. Une réflexion plus longue conduit à envisager une autre solution.

Dans les sondages de Bresse centrale -région de Louhans-, tous les étages ayant laissé des silex en Mâconnais ont été repérés avec des épaisseurs de dix à trente mètres en moyenne ; leurs hauteurs cumulées ne dépassent pas soixante dix mètres. Leurs faciès correspondent à des calcaires crayeux ou argileux avec intercalation de lits marneux et de silex. Doit-on supposer qu'ils aient pu conserver jusqu'en Mâconnais les mêmes caractères ? Je le pense d'autant moins que l'on perd la trace de ces niveaux au Sud-Ouest, en s'approchant de Mâcon. Pour comprendre la présence de silex aussi nombreux, il faut non seulement concevoir l'existence, au Crétacé supérieur, d'une sorte de golfe s'avançant en direction du Massif Central, mais encore le dépôt, dans ses eaux, de faciès particuliers proches de ceux décrits par L. RASPLUS [M. GIGOUT *et alii*, 1969 - L. RASPLUS, 1978, pp. 23 à 41] dans le Sénonien de Touraine. Il ne m'étonnerait pas qu'une observation attentive des rares "argiles à silex" non remaniées du Mâconnais permette de découvrir des formations laguno-marines crétacées composées uniquement d'argile, de silice pulvérulente et de silex. Dans ces conditions, l'accumulation d'une grande quantité de silex n'aurait pas ou très peu de signification morphologique. La pédogenèse se serait maintenue dans un plan topographique voisin pendant une très longue période et ses effets auraient eux-mêmes été assez limités.

A ce sujet, on doit s'interroger sur l'origine de la kaolinite qui forme de façon exclusive le cortège argileux des sédiments post-crétacés et anté-oligocènes. Deux hypothèses sont possibles.

- Dans le cas où il y aurait bien eu sédimentation directe d'argiles à bancs de silex au Crétacé supérieur, l'héritage de la majeure partie des minéraux phylliteux est à envisager. L. RASPLUS [1978, pp. 34-35] a en effet démontré l'existence, en Touraine, de formations argilo-siliceuses à kaolinite. La proximité du socle est, ici, un argument supplémentaire pour admettre l'arrivée de kaolinite dans les lagunes du Secondaire supérieur.

- Il n'est pas impossible, cependant, qu'une part de la kaolinite se soit effectivement formée sur place, à la fin du Crétacé ou au Paléocène, puisque l'on sait que de tels sols sont apparus à cette époque. Un long lessivage dans les horizons supérieurs du substratum, maintenus en place par l'absence de morphogenèse dans certains secteurs, peut en rendre compte. La nature imperméable de l'argile n'a pourtant pas facilité une opération qui, si elle s'est effectivement produite, a sûrement nécessité une très importante durée.

Les premiers indices d'une morphogenèse tertiaire active paraissent correspondre, en Mâconnais, à l'arrivée des sables quartzeux qui, mélangés aux argiles à silex, ont formé la première génération d'alluvions. Pour la plupart des auteurs, ces apports seraient venus du socle et matérialiseraient une importante reprise d'érosion ; les analyses sédimentologiques regroupées par M. O. BRUNY [1982, pp. 61 à 65] prouvent le contraire. Les sables présents au-dessous des niveaux silicifiés possèdent un degré d'usure et des minéraux lourds semblables à ceux des rares témoins régionaux datés par la paléontologie de l'Albien. Ils indiquent, par conséquent, des remaniements locaux et non des transports sur grande distance. La participation directe du socle y est à l'évidence très faible.

J'observerai, pour conclure, que l'on retrouve en Mâconnais tous les traits qui ont déjà été rencontrés dans les sédiments nés de la crise "ilerdienne" :

- remaniement à la base de sols locaux avec éventuellement fraction grossière reprise directement au substratum,

- granulométrie négative de la masse des sédiments -la fraction caillouteuse locale n'étant pas prise en considération- avec, d'abord, dépôts de matériaux fins argileux, puis apparition des sables, le tout représentant des altérites très évoluées reprises à des régions proches, puis de plus en plus lointaines.

Il manque toutefois, sur les très modestes affleurements du Mâconnais, les termes supérieurs de la série "ilerdienne" classique : les terrains de transport regroupant des altérites moins évoluées. On ne doit pas s'en étonner car le phénomène est dans la logique des événements tels qu'ils apparaissent à petite échelle. Les mouvements du sol ont été continus, ou presque, sur les marges sud du Massif Central depuis le Crétacé supérieur. Ils ont été moins fréquents mais cependant très nets, au Crétacé et au Paléogène inférieur, dans le Massif Armoricaïn. A l'"ilerdien" au sens large -Sparnacien-Cuisien du bassin de Paris- une crise tectonique d'une ampleur certaine a affecté le centre-ouest de la France -Limousin en particulier-. Elle s'est étendue sous forme atténuée et avec peut-être un léger retard à l'Est du Massif Central. Elle s'y est arrêtée, aussi, plus tôt : on constate par exemple sur les cartes B et C de la figure 60 que le Morvan paraît s'être limité à des envois d'argiles kaoliniques puis de sables quartzeux en direction du centre de la cuvette du Bassin Parisien. Le soulèvement a

été insuffisant pour déclencher, dans l'Est du Massif Central, une reprise d'érosion dans le socle sain : l'absence en Mâconnais de matériel frais venu des régions cristallines s'explique déjà ainsi, mais d'autres raisons ont pu intervenir -voir ci-dessous-.

b - LE SOCLE :

Il n'y a guère de difficulté à reconnaître dans les dépôts du Mâconnais des témoins d'une morphogenèse "ilerdienne" ; les incertitudes majeures viennent seulement, ensuite, avec l'appréciation des conséquences à tirer des faits observés sur l'évolution du relief de tout le domaine situé à l'Est du "Sillon Houiller", puisque c'est bien de lui dont il doit être question ici.

L'analyse des dépôts du Mâconnais n'apporte pas la preuve directe d'une perte de matière du socle. Comme on l'avait précédemment reconnu en Languedoc et en Provence, les mouvements du sol ont surtout provoqué des transports à courte distance, tant et si bien que la découverte de formations corrélatives renseigne uniquement sur les circonstances locales de la morphogenèse. Il faut de ce fait tenter de répondre à trois questions.

- Le contexte structural du Mâconnais, similaire à celui du Sud-Est mais différent de ceux identifiés en Limousin ou en Morvan, tient-il à des données régionales ou générales ?
- Existe-t-il d'autres jalons parvenus jusqu'à nous de la sédimentation "ilerdienne" dans l'Est du Massif Central ou sur ses marges ?
- Quels étaient, à cette époque, les rapports existants entre les principales artères du réseau hydrographique et le niveau de base marin ?

L'originalité du canevas tectonique de la bordure occidentale du couloir de la Saône n'étant pas à démontrer, la portée générale des événements enregistrés par les sédiments du Mâconnais n'est pas acquise. Un style particulier a pu être donné aux déformations locales par la multiplicité des lignes de fracture subméridiennes. Les petites dépressions qui ont recueilli les alluvions de tronçons hydrographiques très courts pouvaient ne pas être traversées par des axes plus importants. L'absence d'apports lointains déposés en Mâconnais ne signifie pas automatiquement leur absence ailleurs.

La puissance des déformations et les reprises d'érosion, qui en sont résultées au cours du Paléogène supérieur, rendent très délicate la recherche d'autres formations corrélatives "ilerdiennes" dans l'Est du Massif Central et sur sa périphérie.

Sur le socle même, il existe, le long du rebord oriental du fossé Roanne-Digoin, une région qui représente le "symétrique" du Mâconnais par rapport au Charollais cristallin. Des couches secondaires y affleurent largement. Bien qu'il n'y ait plus de niveaux datés postérieurs au Jurassique moyen, on y retrouve des formations à silex très semblables à celles du Mâconnais, car le Bathonien, notamment, est très riche en accidents siliceux. Elles offrent comme dans le couloir de la Saône des faciès divers. Nous verrons que la plupart d'entre elles, les plus épaisses, ont été accumulées à l'occasion d'épisodes postérieurs ; il importe ici de signaler l'existence, à la base de ces séries et au toit des couches mésozoïques, de paléoaltérations dont la genèse pourrait remonter à l'Eocène inférieur ou/et au Paléocène. Leur description ayant déjà été publiée [A. LE GRIEL et A. LESVIGNES, 1980, pp. 23-24 et figure 4], il est inutile de la reprendre ; je me contenterai de citer le principal argument stratigraphique qui conduit à proposer une telle hypothèse. On rencontre à la partie supérieure des altérites une dalle siliceuse ou des lambeaux de dalle dans lesquels il ne paraît pas absurde de reconnaître un équivalent roannais des grès ou des conglomérats siliceux mâconnais. L'analyse du matériel entreprise jusqu'ici n'en a toutefois pas encore apporté la démonstration. Les conclusions géomorphologiques qui seraient à retirer de la confirmation de l'âge éocène inférieur des paléoaltérites restent minces ; elles ne nous apprennent rien que l'on ne puisse déjà raisonnablement supposer, à savoir qu'une regradation par pédogenèse s'est au moins exercée sur le socle ou sa couverture à l'"Ilerdien". Le problème demeure d'identifier une reprise d'érosion mécanique avec évacuation d'une charge alluviale solide. Pour y parvenir il faudrait savoir si cette charge a été retenue dans un niveau de base local ou si elle a atteint le niveau de base général, bref, s'interroger sur les conditions offertes à l'écoulement des eaux et aux relations topographie-hydrologie.

On sait qu'à l'Eocène inférieur la mer Alpine se situait assez loin du socle puisque le littoral le plus proche était celui du "golfe Savoyard". Pour les auteurs classiques, les apports du Massif Central jusqu'à ce lointain rivage ne paraissent pas inconcevables dans la mesure où les premiers dépôts tertiaires reposent à travers toutes les Alpes septentrionales sur des séries secondaires érodées par un karst dans les cavités duquel on retrouve souvent des sables réfractaires blancs ou rouges. Depuis la découverte à l'extrême fin du 19^{ème} siècle aux Echelles, en Savoie, d'un maxillaire de *Lophiodon* rapporté à *L. larteti* FILHOL, on datait l'ensemble de ces sables de l'Eocène inférieur et, pour être très précis, du Cuisien. Des jalons en direction du Massif Central, les gisements de sables quartzeux et d'argiles kaoliniques du Royans et ceux du Bas-Dauphiné occidental, au contact du socle, depuis Vienne jusqu'à Tournon, paraissent du reste confirmer ces vues. P. MANDIER, dans sa récente synthèse les a largement adoptées [1984, pp. 30 à 37]. Il a dressé un tableau d'où plusieurs idées essentielles se détachent.

- Celle, tout d'abord, d'une topographie très contrastée dans laquelle deux "hauts pays", à l'Ouest -bordure du Massif Central très escarpée- et à l'Est -amorce de la "chaîne dauphinoise"-, dominaient nettement un bas pays -amorce de l'affaissement médian du fossé oligocène de Valence- [p. 34].

- Celle d'une érosion active sur le socle et d'une abondante fourniture d'altérites.
- Celle, enfin, un peu contradictoire, de la coexistence d'apports massifs et courts, piégés dans le fossé rhodanien, et d'apports longs, parvenus jusqu'aux reliefs orientaux.

En adoptant un tel point de vue, le paléogéographe résout évidemment beaucoup de problèmes épineux : on semble tenir des formations corrélatives d'une action morphogénique "ilerdienne" efficace. Malheureusement, il ne m'est pas possible d'adopter à mon tour une telle solution.

Les sables quartzeux et les argiles kaoliniques du Dauphiné possèdent la plupart des caractères sédimentologiques -granulométrie, minéralogie- que l'on rencontre dans des faciès dont l'âge crétacé supérieur est prouvé ou probable [B. PORTHAULT, 1969]. Leur remaniement à l'Eocène ne fait souvent aucun doute ; on ne doit pas pour autant envisager leur apport direct depuis le Massif Central à ce moment-là. Le plus vraisemblable reste un déplacement sur de courtes distances, au Paléogène inférieur, à partir de placages crétacés soumis à l'érosion. On voit mal, en effet, comment des cours d'eau venus du socle auraient pu transporter sur de si longues distances, et à travers une région soumise à des mouvements du sol négatifs, un matériel alluvial relativement grossier.

La majorité des accumulations me paraissent surtout ne pas relever de la crise "ilerdienne", mais de la crise "bartonienne". J'exposerai plus loin dans le détail mes arguments à ce sujet -voir page 314- ; je me contenterai de faire observer, pour l'instant, que le plus sérieux tient à la polarité structurale : les preuves d'une accélération des contraintes dans le temps, tout au long de l'Eocène, et dans l'espace, du Sud et de l'Ouest vers l'Est, sont trop nombreuses pour que l'on puisse croire à une mise en place du canevas tectonique du Bas-Dauphiné dès l'Eocène inférieur puis à un silence à l'occasion du paroxysme "bartonien".

En renonçant à l'existence des formations corrélatives classiquement attribuées à l'Eocène inférieur, on se prive d'un jalon précieux pour la reconstitution paléogéographique et par conséquent de toute possibilité de restituer l'évolution géomorphologique. Seul un raisonnement, coupé de ses bases les plus concrètes, permet d'approcher ce qu'était alors le contexte topographique dans l'Est du Massif Central. A la différence de P. MANDIER qui a suggéré l'existence d'un paysage très heurté, je décrirai le relief de la partie orientale du socle comme celui d'un bas pays affecté de larges ondulations. Les enseignements tirés de l'étude du Bassin Parisien me semblent exclure, pour les régions septentrionales, qu'il y ait eu une forte reprise d'érosion susceptible d'avoir entamé directement le socle sain. Un tel phénomène n'est même pas démontré plus au Sud, mais l'existence de pentes capables d'avoir favorisé l'élimination du manteau d'altérite, formé entre les dernières phases de déformation crétacées et l'Ilerdien, me paraît prouvée par les faits qui seront observés, à l'Eocène moyen, sur certaines portions de socle -en Velay notamment, voir page 289-. On ne peut cependant admettre une exportation de matière sans s'interroger sur le destin des dépôts corrélatifs. Mon opinion étant qu'ils ne se sont pas accumulés dans des structures soumises à subsidence -au contraire de ce qui s'est produit sur la bordure méridionale, des Pyrénées à la Provence, ou au Nord de l'Aquitaine-, j'envisagerai plusieurs solutions.

- Penser que les sédiments de l'Eocène inférieur ne se sont pas déposés en masse ne signifie pas qu'ils ne soient pas présents, sous forme d'une couche réduite, dans les principales zones soumises à des mouvements négatifs au Paléogène -Bresse, Bas-Dauphiné-. Ils n'ont jamais été repérés jusqu'à présent dans les sondages, mais rien n'assure non plus qu'ils ne constituent pas une partie des séries détritiques azoïques inférieures.

- La vérification de cette première hypothèse est importante car, d'elle, dépend le bien-fondé de la seconde : j'admettrai, comme je l'ai fait pour la grande plaine située sur le Sud du Bassin Parisien et le Nord du Massif Central, que des alluvions ont pu se déposer dans certains secteurs, par exemple dans des creux relatifs entre des mégaondulations, avant d'être repris et mélangés aux produits de l'érosion des crises ultérieures. On dispose toutefois d'arguments nettement moins nombreux que sur les marges septentrionales du socle pour en faire la suggestion. L'absence totale de matériaux "ilardiens" sur le plancher des bassins paléogènes la rendrait très improbable.

- Dans ces conditions, il faudrait admettre, soit une exportation vers des régions plus lointaines d'où le matériel aurait ensuite été à nouveau chassé -Jura et Alpes ?-, soit une exportation jusqu'au niveau de base marin.

Beaucoup de chercheurs trouveront vraisemblablement cette dernière solution la plus logique. Leur avis est basé, de façon consciente ou non, sur une projection dans le passé géologique de la situation hydrographique et topographique actuelle. Je ne me rallierai pas à une telle hypothèse sans de notables hésitations.

Bien que la régression fini-crétacée n'ait pas eu, au Nord ou à l'Ouest, une ampleur très supérieure à celle qui avait marqué la transition Jurassique-Crétacé, on doit noter que jamais le Massif Central ne s'était trouvé aussi éloigné des rivages marins depuis la fin du cycle hercynien. Le retrait de la mer Alpine assez loin vers l'Est en a été la principale cause, la mer la plus proche du socle devenant d'ailleurs, et pour toute la durée du Paléogène, l'océan Atlantique. Or, dans le cadre du relief très plat de la plaque ouest-européenne à cette époque, une distance de plusieurs centaines de kilomètres à parcourir par les fleuves pour parvenir jusqu'au niveau de base me paraît avoir été un obstacle sérieux à l'exoréisme d'une partie de la charge alluviale. Sauf exception locale -Limousin, Aquitaine septentrionale, Sud du Massif Central-, la faible vitesse des eaux a sûrement été un handicap sérieux aux transports, par saltation, roulage ou traction, des particules les plus grossières, sables et galets. Une fraction de la charge en suspension a pu, elle-même, être retenue dans les

régions les plus planes transformées en vastes marécages. L'analyse des sédiments déposés au centre du Bassin Parisien, en arrière du littoral, montre suivant quels processus l'opération s'est réalisée. Toutefois, si l'arrivée massive d'argiles enregistrée dans certains niveaux marins du Bordelais paraît plutôt constituer une singularité due aux particularités de l'arrière-pays limousin, il n'est pas question d'affirmer pour autant qu'aucun apport détritique ne soit parvenu, à ce moment-là, dans la mer. Les études qui ont été réalisées sur les carottages du D.S.D.P. récoltés au large de l'Aquitaine assurent de venues argileuses abondantes à l'Eocène inférieur dans l'océan Atlantique [C. LATOUCHE et N. MAILLET, 1980]. La grande majorité de ce matériel a été libérée par les zones tectoniques actives du domaine pyrénéen ; mais les faibles proportions de kaolinite recensées peuvent très bien représenter des apports du Massif Central, notamment par l'intermédiaire d'artères du réseau hydrographique drainant l'extrémité occidentale du Limousin. Un volume maximal de sédiments d'une centaine de kilomètres cubes, équivalent des apports à la partie centrale du bassin de Paris, paraît pouvoir être envisagé pour les chiffrer.

Ceci ne renseigne pas, bien évidemment, sur le problème posé au départ de ces remarques, à savoir le devenir des altérites "ilardiennes" de la partie est du Massif Central. Il faudrait pouvoir analyser en détail les matériaux accumulés dans la mer Alpine. La nature des sédiments déposés dans le "golfe Savoyard" -de très minces niveaux de calcaires et de grès glauconieux- interdit de situer à cet endroit le débouché d'un grand fleuve intérieur et la puissance des déformations alpines postérieures empêche de se faire une opinion pour d'autres secteurs -Pelvoux-. On ne retrouve donc, nulle part, de formations corrélatives susceptibles d'être attribuées à l'Eocène inférieur. Malgré l'absence de preuve et par référence, d'un côté à la superficie concernée, d'un autre aux phénomènes reconnus dans le bassin de Paris, j'admettrai, toujours par volonté de ne pas sous-estimer la morphogenèse, qu'environ deux à trois cents kilomètres cubes d'altérites ont pu quitter l'Est du Massif au cours de la crise "ilardienne". Ce nombre ne tient pas compte des alluvions fines ou grossières qui, accumulées dans les régions planes, seront chassées par la crise "bartonienne", après l'épisode de relative accalmie morphogénique connu par le Massif au Lutétien.

* * *

L'"ACCALMIE" DE L'EOCENE MOYEN

* * *

L'utilisation faite par les géomorphologues de la notion de "crise", repère à la fois commode de l'histoire structurale ou climatique du Globe et... dangereux, a déjà été critiqué dans les pages consacrées à l'époque hercynienne. J'avais fait remarquer alors que le recours à un tel concept incitait les chercheurs à introduire des discontinuités dans l'évolution du relief, là où il n'y en avait pas toujours. Les lecteurs soucieux de la logique interne de ce travail ne comprendront peut-être pas de me voir sacrifier à une tradition "coupable" en reprenant dans mon plan, donc en mettant en avant, la notion de "crise" ou, comme ici, son opposée, celle "d'accalmie". Je m'expliquerai d'abord sur ce point.

- J'ai, tout d'abord, essayé de limiter l'emploi de ces expressions à leur côté "utilitaire". Les "crises" sont évoquées pour elles-mêmes en tant que phases de l'histoire paléogéographique. On remarquera en particulier qu'elles ne sont jamais accompagnées ici de leur corollaire dans l'esprit de la plupart des géomorphologues français : la réalisation d'une "surface d'érosion". J'entends par "crise" une certaine durée de temps marquée par le jeu de différentes structures, ses conséquences sur les pentes topographiques et les processus d'érosion, avec pour effet le transport, puis l'accumulation d'un volume donné d'altérites.

- Il m'a, ensuite, paru légitime de me rallier, pour la période "éocène" prise au sens large, à ce type de découpage car, sans doute en raison de la position de la période dans le "cycle alpin", jamais l'histoire paléogéographique du Massif Central n'a été aussi "hachée" et "rythmée" par la tectonique. Nous venons de voir qu'une "crise" générale s'était déroulée à l'"Ilerdien" sur une partie du socle, nous verrons qu'une "crise" encore plus remarquable s'est produite au "Bartonian", il importe de décrire maintenant l'épisode intermédiaire qui, en correspondant à une période de calme morphogénique relatif, permet de les distinguer. A bien considérer l'ensemble des données, la véritable particularité dans l'évolution éocène a été cette phase de répit dans le façonnement du relief ; c'est, en définitive, uniquement par comparaison à elle que l'"Ilerdien" et le "Bartonian" apparaissent comme des phases d'une grande intensité.

La connaissance des événements de l'Eocène moyen relève, comme pour les autres époques des temps géologiques, d'une analyse de la nature et de la disposition spatiale des sédiments de cet âge. La baisse de l'activité de l'érosion sur le socle du Massif Central s'y est traduite par une diminution du détritisme dans les séries marines et continentales, par une importance accrue du dépôt de roches précipitées et la multiplication, dans les accumulations sédimentaires, des traces de paléoaltération. La pédogenèse a eu tendance, à l'Eocène moyen, à supplanter la morphogenèse.

Le phénomène a été très net dans la cuvette sédimentaire du Bassin Parisien. Contemporain dans ce secteur d'un mouvement continu de transgression bien encadré par deux régressions, il peut être facilement daté : il correspond à la période de dépôt d'une série carbonatée, de faciès très homogène, baptisée "calcaire grossier". Il a, ici, duré pendant la plus grande partie de l'étage lutétien des stratigraphes français. Néanmoins les correspondances entre stratigraphie et type de morphogenèse posent déjà des problèmes au Nord du Massif Central où des sables sont présents dans le Lutétien inférieur ; ils représentent la poursuite de l'épisode "ilerdien", tel que je l'ai défini précédemment. Or si l'on se dirige vers le Sud, en direction du foyer d'activité tectonique pyrénéen, la netteté et la durée de la phase d'accalmie paraissent se réduire au seul Lutétien supérieur. Bien que la chose ne soit pas vraiment surprenante, elle gêne considérablement le travail du géomorphologue, contraint à l'occasion de se reconvertir en stratigraphe.

1 - LE BASSIN DE PARIS AU LUTETIEN :

Au Lutétien inférieur, le coeur du bassin a été envahi par la mer à partir du Nord mais aussi du Nord-Ouest -océan Atlantique-, les bombements de l'Artois et du Bray étant réduits à l'état d'îles. Sauf à proximité des terres émergées, où se déposaient des sables glauconieux, les sédiments marins ont vu croître rapidement leurs taux de carbonate.

Au début du Lutétien moyen, un nouveau jeu de l'"anticlinal" d'Artois a coupé en grande partie les communications avec la mer du Nord et provoqué un brusque déplacement du golfe Parisien dont la profondeur

s'est trouvée limitée à moins d'une vingtaine de mètres. C'est dans ce milieu d'assez haute énergie que se sont accumulés les célèbres calcaires organiques -calcaires à Miliolites, Orbitolites et Alvéolines-. Le matériel détritique siliceux contenu, formé par des grains de sables très fins, n'y dépasse pas 5 %, si l'on excepte les marges des anticlinaux où des niveaux de sables quartzeux gris très fossilifères -Vexin, région de Houdan- ont continué à se mettre en place.

La principale et importante modification apportée par le Lutétien supérieur a été, à l'occasion d'un soulèvement cette fois de l'anticlinal du Bray, une réduction de l'ouverture en direction de la Manche occidentale et l'organisation d'un milieu plus confiné. L'affirmation d'une tendance qui annonce les conditions paléogéographiques de la seconde moitié du Paléogène, s'est traduite d'abord par une nouvelle diminution de la hauteur d'eau, devenue inférieure à dix mètres, puis par une modification de la faune et des sédiments. L'hypersalinité a réduit considérablement la variété des espèces et s'est accompagnée du dépôt d'argiles magnésiennes fibreuses, attapulgite et sépiolite, de la formation de gypse ou de dolomie.

Evoquant la position curieuse du Lutétien, épisode de sédimentation essentiellement carbonaté entre deux épisodes de sédimentation sableuse : le Cuisien et l'Auvervien, C. KLEIN [1973, pp. 407 à 412] s'est interrogé sur les modalités de la morphogenèse à cette époque. Il a admis, à partir des conclusions de A. BLONDEAU [1965], qu'une partie du calcium fixé par les organismes marins lutétiens pouvait provenir de l'érosion karstique s'exerçant aux dépens des bordures crayeuses. Mais il a surtout insisté sur l'importance non négligeable de l'afflux des produits détritiques en divers endroits du bassin et à plusieurs époques. Il a ainsi rappelé la présence de galets d'"arkose" de Breuillet dans le cordon de base du Lutétien et la fréquence des niveaux sableux dans les horizons inférieurs, soulignant que A. BLONDEAU était parvenu à distinguer les remaniements des apports frais par l'usure plus ou moins accentuée des grains de quartz. C. KLEIN en a tiré la conclusion que "le réaménagement de la surface fini-cuisienne s'était poursuivi pendant toute la durée du Lutétien sous la double action du soutirage cryptokarstique et de l'érosion mécanique" [1973, p. 410]. J'admettrai ses conclusions en faisant remarquer toutefois que ni le Massif Central, ni, selon toute vraisemblance, le Massif Armoricaïn n'ont participé à la regradation matérialisée par les rares sables lutétiens. Les analyses de minéraux lourds dont on dispose aujourd'hui le prouvent [A. BLONDEAU *et alii*, 1980, p. 373] : bien que dominé par les ubiquistes résistants -tourmaline, zircon, oxydes de titane- le cortège possède une quantité non négligeable de minéraux du métamorphisme -grenat, staurotide, disthène- originaires du Nord du Bassin. Tout semble s'être passé comme si les courants d'apports détritiques assez diversifiés du Cuisien supérieur (fig. 60 C) s'étaient peu à peu taris sur les confins méridionaux, au début du Lutétien. On obtient confirmation de l'hypothèse par une étude attentive de la sédimentation continentale installée sur les marges sud de la cuvette parisienne.

Sans que l'on puisse avoir la certitude aujourd'hui qu'ils aient été coalescents, de multiples jalons sédimentaires témoignent de l'existence de cuvettes lacustres qui doubleraient au Sud, entre la Marne et l'Eure, le littoral du maximum de la transgression lutétienne. Les plus occidentaux se rencontrent près de Chartres où le Lutétien supérieur affleure sous forme de calcaires blancs compacts à *Planorbis pseudo-ammontius* ou de calcaires pulvérulents. On les perd sous la Beauce, mais ils réapparaissent en Gâtinais, sur les bords de la vallée du Loing, avec les mêmes faciès de calcaires lacustres ou de marnes blanches. On les suit sur toute la bordure sud-orientale de la Brie, de Provins jusqu'à Reims. Ils disparaissent à partir de la Montagne de Reims après qu'ils soient devenus de plus en plus argileux puis, dans ce dernier secteur, sableux. On détient grâce à eux la preuve qu'aucun cours d'eau issu du Massif Central n'a apporté à la mer du Lutétien supérieur une charge alluviale détritique importante, celle-ci aurait été en partie bloquée dans les zones de sédimentation lacustre où on ne la retrouve pas.

Dans le contexte topographique toujours très plat du bassin de Paris méridional, le constat de l'absence, à proximité du niveau de base, des produits d'une érosion mécanique prélevés sur le socle ne saurait suffire à démontrer l'inexistence d'une morphogenèse à l'amont. D'abord, parce que la charge soluble de l'altération a pu parvenir jusqu'à la mer ; ensuite, parce que le schéma proposé précisément sur le versant parisien du Massif Central à l'"Ilerdien" a pu se poursuivre, avec une rétention de la charge grossière à l'amont. La vraisemblance de l'hypothèse sera démontrée dans le paragraphe consacré aux dépôts lutétiens rencontrés à l'intérieur du Massif lui-même ; pour l'instant, je me limiterai à souligner une différence significative entre le Lutétien et les périodes de "crise" qui l'ont entouré dans le Sud du bassin de Paris : il n'y a plus trace à ce moment-là des traînées alluviales remaniant des galets. Les faciès sédimentaires lutétiens rencontrés jusqu'au contact du socle possèdent toujours, malgré leur variété, une extrême finesse granulométrique.

Les affleurements de Lutétien sont peu nombreux et de faible extension ; il s'agit uniquement de témoins laissés par l'érosion ou protégés par une fossilisation postérieure. Les lambeaux de la Celle-sur-Loire et de Neuvy, formés de calcaires compacts, sont identiques à ceux développés en périphérie du golfe marin. Situé à faible distance des terrains primaires, le petit gisement des "Prunes", à l'Ouest d'Argenton-sur-Creuse, présente des caractères à peine plus détritiques : il est constitué par des marnes à petits nodules blancs et crayeux de phosphate presque pur. Son intérêt réside dans une faune de Mammifères connue depuis le 19^{ème} siècle. En fonction des renseignements apportés par les dernières fouilles qui y ont été réalisées, M. BRUNET a daté le sédiment du "Lutétien inférieur, plus récent que le niveau de Cuise, mais plus ancien que celui de Bouxwiller -Lutétien Moyen-" [in L. RASPLUS, 1978, p. 122]. La signification géomorphologique de l'accumulation de matériaux marneux sur les marges septentrionales du Limousin doit être soulignée. On obtient confirmation de l'arrêt des apports sableux en provenance du socle dès cette époque, surtout si l'on rapproche l'information

précédente, dont la valeur est peut-être plus locale que régionale, d'une autre, tirée de l'analyse des sondages de Brenne.

J'ai déjà signalé que l'on retrouvait sous l'essentiel de l'épandage brennou, en dehors des traînées alluviales cuisiniennes, des produits issus principalement de remaniement de sols développés aux dépens des roches secondaires ; or, l'âge du dépôt de ce matériel est désormais connu : il est lutétien. J. J. CHATEAUNEUF y a découvert une palynoflore contenant des pollens marqueurs de l'Eocène moyen d'Allemagne et d'Angleterre : *Porocolpopollenites vestibulum* et *Anacolosidites medius* [J. J. CHATEAUNEUF *et alii*, 1977]. Dans sa thèse, L. RASPLUS a assimilé purement et simplement les argiles à concrétions ferrugineuses visibles au toit du Mésozoïque au niveau en question [1978, p. 125]. Pourtant je ne pense pas qu'un tel rapprochement soit correct. Les argiles à pisolithes, ainsi que L. RASPLUS l'a fait justement remarquer [p. 209], sont des équivalents des argiles à minerai de fer du Berry central ou du Poitou -j'ajouterai du Périgord ou du Quercy-. Localisées dans les anfractuosités karstiques des calcaires jurassiques, elles constituent des restes, piégés par le karst, de paléosols développés sur roches carbonatées, mais elles n'ont pas d'âge précis. Après la mise en affleurement des roches mères dont elles proviennent, elles ont pu se former au cours de n'importe quelle période de pédogenèse active. Nous verrons que certaines se sont effectivement formées au Lutétien -voir page 341 et suivantes-, mais les niveaux de Brenne datés par la palynologie offrent des caractères sédimentologiques différents de ceux des simples argiles à pisolithes. S'ils remanient indiscutablement de tels paléosols -abondantes concrétions ferrugineuses- on y reconnaît aussi des apports à la fois plus lointains et moins évolués : de petites paillettes de micas en provenance du socle s'y joignent à un cortège d'argiles où des smectites issues de sols jeunes -qu'ils se soient développés sur des roches cristallines ou sédimentaires- l'emportent très nettement sur la kaolinite, espèce cardinale des argiles à pisolithes. Je reconnaitrai donc, dans les argiles vertes micacées à microflore lutétienne de la partie inférieure de l'accumulation de Brenne, un des rares exemples d'apport détritique alluvial parvenu, depuis le socle, sur les marges méridionales du Bassin Parisien. Leur extrême finesse granulométrique, en dehors des pisolithes ferrugineux et de rares grains de sables quartzeux remaniés des paléosols locaux, s'harmonise parfaitement avec les remarques formulées à propos des faciès carbonatés du centre ou de la périphérie du bassin. Tous les renseignements concordent pour permettre de conclure à une planéité exceptionnelle des paysages.

2 - LE COULOIR SEQUANO-RHODANIEN ET LE LANGUEDOC AU LUTETIEN :

On rencontre, du Nord au Sud du couloir Saône-Rhône, des témoins de plus en plus nombreux de la sédimentation carbonatée lacustre du Lutétien. L'accroissement du nombre des gisements en direction des Pyrénées s'explique par le jeu de structures synclinales ayant soit directement favorisé l'apparition d'aires de dépôt, soit plus vraisemblablement permis leur préservation contre les regradations postérieures.

Au Nord de la Bresse, les calcaires compacts beiges et roses à Algues et *Planorbis pseudo-ammonius* de Talmay constituent le gisement le plus septentrional. Malgré sa célébrité dans la littérature, la petite taille de l'affleurement fait qu'il n'est plus visible aujourd'hui. D'autres lambeaux ont été repérés en sondage dans la région de Louhans. Jointes aux petits placages signalés par R. ENAY [C. CAVELIER *et alii*, 1984, p. 409] dans l'"Ile Crémieu" et aux débris de calcaires lacustres à *P. pseudo-ammonius* mêlés aux dépôts bartoniens de la poche karstique de Lissieu, au pied du Mont d'Or lyonnais, ils montrent l'étendue très vaste qui paraît avoir été concernée par le phénomène.

Plus au Sud, on perd la trace de ces calcaires en Bas-Dauphiné, entre Lyon et Valence. Ils réapparaissent à la limite du Diois et des Baronnies sous leur aspect classique de calcaires lacustres blancs, dans les petits bassins de la Bastide et du Sabet. On les retrouve surtout en basse Ardèche et dans le Gard sur les bordures des principales dépressions tectoniques. Dans le fossé d'Alès, ils forment, sur la marge sud-est, un mince banc de calcaire grumeleux et vacuolaire qui plonge de façon monoclinale vers l'Ouest. Ils contiennent l'association de Gastéropodes caractéristique : *P. pseudo-ammonius*, *Strophostoma lapicida* et *Limnaea michelini*. Cette trilogie se retrouve à travers tout le Languedoc où, sous des faciès cependant assez variés allant des calcaires blancs compacts à des marnes jaunes ou rosées, le Lutétien marque un arrêt des venues détritiques grossières. Le principal changement introduit dans l'espace, d'un fossé à l'autre, reste l'épaisseur de la série lutétienne : limitée à quelques mètres dans le Gard, elle passe à plus de cent mètres dans la région de Montpellier. Il s'agit bien entendu d'une conséquence des déformations pyrénéennes. Leur rôle est encore plus grand en Aquitaine.

3 - L'"ACCALMIE" LUTETIENNE AU SUD DU MASSIF CENTRAL ET EN AQUITAINE :

Les contraintes exercées par la convergence péninsule Ibérique-Europe ont peut-être diminué d'intensité, elles n'ont pas cessé en tout cas de s'exercer au Lutétien sur le Sud de la France, en général, et le Sud-Ouest, en particulier. Tandis que, sur le flanc nord des Pyrénées, un matériel détritique continental parvenait avec constance dans la région subsidente de Carcassonne -molasse pyrénéenne-, du côté du Massif Central, un relief situé sur l'emplacement actuel de la Montagne Noire alimentait la zone de sédimentation

placée à son pied. Ainsi ce sont déposés la "formation d'Assignan" du S^t-Chinianais à l'Est et les grès d'Issel à l'Ouest. Tous ces matériaux possèdent les mêmes caractères fluviatiles : ils sont formés par des chenaux sableux ou conglomératiques imbriqués avec des lentilles d'argiles sableuses ou de marnes. Au contraire des décharges détritiques ininterrompues du côté pyrénéen, les apports alluviaux grossiers issus du Massif Central se sont temporairement taris : des lacs aux eaux calmes ont alors vu précipiter la charge dissoute contenue par les rivières. Au Nord de Carcassonne, le calcaire de Ventenac se serait déposé à la limite Cuisien-Lutétien d'après les Charophytes qu'il contient [détermination M. FEIST-CASTEL in notice de la carte géologique au 50.000^{ème} de Castelnaudary, p. 5]. En S^t-Chinianais, le calcaire d'Agel est de la fin du Lutétien ; il est postérieur à celui de Ventenac, ce qui tend à prouver l'existence de mouvements du sol locaux et discontinus sur la bordure méridionale du Massif Central, les phases de relaxation n'étant pas toutes situées à un moment semblable.

Bien qu'elle ne se soit pas étendue à l'ensemble du domaine étudié, la plus importante des périodes de diminution de l'activité morphogénique a indiscutablement été, là comme sur les autres marges du Massif Central, le Lutétien supérieur. Elle s'est traduite, au Nord de la Montagne Noire, par le dépôt des calcaires de Castres et de Labruguière. Puissant de 70 à 90 mètres, cet ensemble est formé par des bancs décimétriques à métriques entrecoupés de niveaux rubéfiés dans lesquels s'individualisent des marmorisations, des terriers et des accumulations de carbonate en croûte ou en poupée. M. P. MOULINE a reconnu dans ces variations de faciès des phases successives de mise en eau d'un lac, avec sédimentation sous une importante tranche d'eau, et d'exondation, au cours desquelles les reliefs du Massif Central étaient suffisamment érodés pour libérer des argiles [1973]. Les plus hauts niveaux du calcaire de Castres ont été datés par une faune de Mammifères du Lutétien terminal ; l'ensemble de la série peut en conséquence être attribué au Lutétien supérieur. Une partie des "argiles à graviers", celle directement recouverte par les couches carbonatées, s'est ainsi vraisemblablement déposée au Lutétien. La crise, dénommée "ilerdienne" en raison de l'âge de son épisode initial, s'est poursuivie au Sud de l'Aquitaine beaucoup plus loin dans le Lutétien que du côté du bassin de Paris. Malgré sa courte durée, la période d'arrêt de la sédimentation détritique a été bien marquée ; je crois à un phénomène identique en Aquitaine septentrionale.

Sur les nouvelles cartes géologiques au 50.000^{ème} des Charentes, J. DUBREUILH et J. P. PLATEL ont donné une grande importance aux couches détritiques lutétiennes en datant de cette époque plusieurs de leurs séquences stratigraphiques -voir plus haut-. Ils ont donné cet âge (fig. 58) :

- aux sables feldspathiques à galets siliceux abondants et aux argiles vert pâle à marmorisations des formations de Condéon -Ouest du Petit Angoumois- et de Guizengeard supérieur -Est du Petit Angoumois-
- aux galets, sables feldspathiques, grès et argiles vertes de la formation de Bois-Rond -Montmorélien-.

Epais de 10 à 20 mètres sur la carte de Montmoreau et autour de Barbezieux, le Lutétien augmenterait d'importance vers le Sud-Est, jusqu'à atteindre 125 mètres dans la région de Montpon-Ménéstérol. Il se distinguerait des sédiments antérieurs par une granulométrie plus grossière ; "un banc de gros galets où les éléments dominants sont des quartzites blancs et des quartz agathoïdes" [J. DUBREUILH et J. P. PLATEL, 1982, p. 276] le séparerait des sables cuisien, en Petit Angoumois comme en Montmorélien. Ce niveau repère disparaîtrait toutefois à l'Est de la feuille de Coutras avec la "multiplication des faciès à galets" ; "de telle façon, a ajouté J. DUBREUILH dans la notice de la carte [p. 10], que les datations valables pour la partie nord -de la carte- se trouvent difficilement applicables dans le Sud". Pour J. DUBREUILH, en effet, la décharge détritique en question serait datée par la découverte, sous le banc de galets, dans un sondage réalisé dans la vallée de la Dronne, au lieu-dit Teurlay, d'une "flore attribuable au passage Cuisien-Lutétien". Malgré son caractère ténu, l'argument est évidemment à prendre en considération sur le plan chronologique ; son utilisation directe sans autre précision sur une carte géologique devient très dangereuse car elle conduit les lecteurs à supposer un synchronisme entre le dépôt des calcaires lutétiens du Bordelais et les décharges détritiques des Charentes, ce qui, à mon avis, est faux.

Je ferai tout d'abord observer qu'en dehors des raccords assez bien établis entre les termes supérieurs de la série des Charentes et les "Molasses du Fronsadais", données qui confirment la poursuite des arrivées détritiques jusqu'au milieu du Paléogène, il n'existe plus aucun jalon stratigraphique reposant sur des bases paléontologiques précises. Je remarquerai ensuite que les couches lutétiennes datées par leur faune marine, les calcaires de Blaye, peuvent difficilement être considérées comme contemporaines des alluvions continentales à galets. Les quelques auteurs qui ont eu l'occasion d'étudier les relations entre terrains continentaux et marins, n'ont pas cru, du reste, pouvoir envisager, pour des raisons granulométriques évidentes, un passage latéral d'un faciès à l'autre. A. KLINGEBIEL a exprimé une opinion très nette sur ce sujet [1967, p. 255]. Après la sédimentation des argiles kaoliniques des Charentes, déposées en "période biostasique" à l'Eocène inférieur, l'important épandage sableux responsable de l'arrivée de "minéraux lourds moyennement résistants" aurait eu "une origine essentiellement tectonique" -l'édification de "structures anticlinales d'origine pyrénéenne"- et se serait produit avant la transgression lutétienne, "un nouvel épandage de matériaux détritiques au début de l'Eocène supérieur traduisant une nouvelle phase tectonique". Le passage des calcaires transgressifs sur les séries détritiques a pu être observé grâce à de nombreux sondages dans la région d'Etaulier, au Nord de Blaye. Les auteurs de la carte de Montendre au 50.000^{ème} en ont proposé un schéma dans la notice explicative [p. 6]. On y voit de quelle façon les bancs carbonatés se chargent en matériel sableux, se transformant en calcaire gréseux, puis en véritables molasses. Une observation attentive du phénomène montre qu'il a été provoqué par des remaniements très locaux effectués, dans la masse des apports détritiques

déjà présents, par de petits organismes fluviaux et non par l'arrivée sur le littoral d'un cours d'eau puissant, responsable de la construction d'un véritable delta. Les partisans de cette dernière hypothèse objecteront, sans doute avec raison, que le débouché côtier d'un fleuve issu du Limousin ne doit pas être recherché en Blayais mais plus à l'Est, à proximité de la confluence Dronne-Isle, là où les séries détritiques sont les plus importantes. La présence, dans les sondages réalisés autour de Coutras, d'une couche calcaire épaisse de plus de cinquante mètres prouve néanmoins que la transgression lutétienne est parvenue jusque-là et qu'à ce moment précis aucune décharge fluviatile continentale n'a pu troubler la sédimentation des carbonates. Je ne comprends pas dans ces conditions la coupe géologique synthétique proposée par J. DUBREUILH sur la carte de Coutras : la formation de Guizengeard supérieur y passe pour l'essentiel sous le calcaire de Blaye, alors que sa partie terminale, contre toute logique, passe sur les calcaires ; elle paraît même les raviner sur le schéma stratigraphique également figuré avec la carte !

Mon sentiment est que les attributions fixées par les nouvelles cartes géologiques sont soit trop précises, soit pas assez précises ! Elles se fondent sur des observations locales qu'elles érigent en principes stratigraphiques, or ceux-ci me semblent aller contre d'autres données, plus générales, donc plus importantes. Si conférer une valeur de repère stratigraphique à un banc de galets dans une sédimentation continentale détritique nécessite une connaissance exceptionnelle du terrain, mais reste possible, je ne crois pas qu'il en aille de même de l'estimation de l'âge d'un ensemble alluvial hétérogène à partir de la découverte d'une seule microflore placée à sa base. Pour parvenir à ce second et périlleux exercice il faudrait, en effet, connaître avec précision le rythme de la sédimentation et ses obligatoires variations, ce qui est, en l'absence d'autres jalons chronologiques, inconcevable. Je ne contesterai pas l'arrivée d'une décharge détritique au Lutétien inférieur dans le Petit Angoumois, ni sa corrélation possible -bien qu'à mon sens, pourtant, non démontrée- avec les niveaux à galets du Montmorélien ; en revanche j'affirmerai le passage des niveaux sableux sous les calcaires de Blaye et la nécessité, pour la compréhension des événements géomorphologiques régionaux, de les regrouper en un seul et même ensemble avec leurs homologues de l'Ilerdien supérieur et du "Cuisien". Ils ont à mon avis beaucoup plus d'affinité avec eux qu'avec les argiles vertes à marmorisations dont je ferai un équivalent latéral -et non pas un niveau postérieur comme J. DUBREUILH l'a figuré sur la coupe stratigraphique de la carte de Coutras- des calcaires de Blaye du maximum de la transgression.

Un schéma d'une extrême simplicité peut, à partir de là, être proposé. On en retrouvera facilement les grandes lignes en se reportant à la figure 57 reprise de A. KLINGEBIEL.

- Après la transgression de l'Ilerdien inférieur et moyen, au moment de laquelle les argiles kaoliniques des Charentes se sont déposées -Sparnacien du bassin de Paris-, l'énorme delta des "sables inférieurs" a repoussé loin vers le Sud-Est la ligne de rivage et la sédimentation carbonatée. L'âge ilderdien supérieur -Cuisien inférieur du bassin de Paris- ne fait pas de doute. Travaillant sur des sondages réalisés au Sud de Bordeaux, C. CARATINI [1975] a ainsi trouvé, dans des sables situés juste sous les calcaires marins, une microflore caractéristique du Cuisien.

- L'époque exacte où le delta a brusquement reculé devant la transgression de l'Eocène moyen pose un problème. L'âge des calcaires placés au toit des sables n'est pas le même partout : "cuisien" dans la région de Pessac (fig. 57), ils sont de plus en plus récents au fur et à mesure de la remontée du niveau marin. Dès Bordeaux, ils appartiennent vraisemblablement au Lutétien. Dans la région de Blaye, les termes les plus transgressifs paraissent dater du Lutétien supérieur, voire de l'extrême base du "Bartonien".

Plusieurs conclusions découlent de ces remarques. Outre un décalage sensible que l'on peut supposer entre le maximum de la transgression dans le Bassin Aquitain et celui observé dans le Bassin Parisien -où il paraît avoir eu lieu un peu plus tôt-, on est conduit à accorder un âge lutétien supérieur au sens large aux argiles vertes à marmorisations des Charentes. En conséquence, dans mon estimation de volume des matériaux déplacés par la crise "ilderdienne", j'ajouterai aux couches déjà signalées une partie des niveaux indiqués lutétiens sur les nouvelles cartes géologiques. C'est une centaine de kilomètres cubes de sables argileux qui doivent être, de ce fait, ajoutés au chiffre de 200 km³ cité plus haut -voir page 282-. En dépit de leur âge lutétien inférieur possible, ces sables sont indiscutablement des formations corrélatives d'une évolution morphologique provoquée par la crise "ilderdienne" ; ils se distinguent de façon très évidente des rares dépôts du Nord de l'Aquitaine liés aux événements "lutétiens", au sens étroit donné ici à l'adjectif. Ceux-ci se caractérisent, comme un peu partout dans les bassins sédimentaires, par des sédiments fins. Ils ne sont pas très différents des argiles micacées situées à la base de la série de Brenne ; ils témoignent d'une poursuite de la morphogenèse à l'intérieur du Massif Central, mais aussi de l'existence de pentes beaucoup plus faibles, au moins sur la périphérie du socle.

4 - LE MASSIF CENTRAL AU LUTETIEN :

Nous avons vu dans les paragraphes précédents que le Massif Central avait conservé très peu de témoignages directs de son histoire antélutétienne. Les dépôts du maar thanétien de Menat et les argiles cuisiniennes reposant sur le plancher du fossé de Gouzon sont les seuls éléments connus à ce jour. Cette situation a commencé à se modifier à partir du Lutétien. On connaît aujourd'hui au moins deux régions ayant recueilli des matériaux éocènes moyens, l'une d'elles a d'ailleurs été identifiée dès la fin du 19^{ème} siècle.

a - LES ARKOSES LUTETIENNES DU VELAY :

Elles ont été datées par G. DE SAPORTA [1868] et décrites avec précision par M. BOULE [1892].

Le second a montré comment les arkoses de Blavozy, de Brives ou d'Auteyrac, localités situées à peu de distance à l'Est du Puy, devaient être considérées, avec leur lits de "gravières, de cailloux roulés et de poudingues à stratification torrentielle" [1892, p. 54], comme des alluvions remaniant des produits de l'altération du granite et de la "granulite" -présence de quartz bipyramidés et de micas blancs-. Après avoir précisé la nature siliceuse de leur ciment, il a indiqué à l'aide de deux coupes -Suc de la Garde, fig. 8, p. 50 et Mont Brunelet fig. 2, planche X- la position infra-oligocène de ce matériel. Il a ainsi confirmé, par rapport à la stratigraphie régionale, l'âge lutétien établi par G. DE SAPORTA. Le célèbre botaniste, étudiant les macrorestes recueillis dans les bancs de psammites de Brives, avait, en effet, proposé une telle datation [1868]. Une analyse plus précise [1878] des nombreux restes de palmiers, de Myricacées, et d'Ericacées, l'avait même conduit à placer ces arkoses sur un niveau stratigraphique proche des marnes du Trocadéro, en fonction de l'espèce principale -*Dryanda micheloti*- présente à Brives et dans le centre du bassin de Paris. Depuis, à ma connaissance, personne n'a repris et/ou contesté ces déterminations ; il est vrai que les arkoses lutétiennes du Velay ont fait l'objet de très peu de recherches. Les seules qui leur ont été consacrées depuis la fin du 19^{ème} siècle sont toutes récentes [P. BOUT, 1973 - P. LARQUE et F. WEBER, nouvelle carte géologique au 50.000^{ème} du Puy, 1978]. M'étant intéressé d'assez près aux arkoses du Velay, je livrerai mes propres observations, sans revenir sur les points acquis par les anciens auteurs.

Toutes les alluvions éocènes n'ont pas été consolidées en arkoses de la même façon. Déjà M. BOULE avait remarqué que certains bancs étaient moins consolidés dans la région d'Auteyrac ; on peut toujours le vérifier. Je crois surtout que le substratum du flanc occidental de la colline de Noustoulet, à l'Ouest d'Auteyrac, est entièrement formé par de semblables sédiments. P. BOUT [1973, p. 108] avait signalé l'existence d'un vaste placage de sables exploité par des gravières et l'avait assimilé à des alluvions fini-tertiaires ravinant et remaniant le Paléogène. Son interprétation était basée sur la présence, dans les sables, de galets d'arkoses et de boules d'argiles reprises à la série oligocène. Or une telle hypothèse ne me paraît pas justifiée.

- Je n'ai pas vu de galets d'arkoses dans la grande sablière de Noustoulet. Pourtant son état actuel -un front d'exploitation de 3 à 4 mètres de haut sur plusieurs centaines de mètres de long- permettrait facilement de les identifier. On y voit de très belles lentilles de sables fins et de sables graveleux à galets. Ces derniers ne sont jamais très nombreux. Leur taille atteint au maximum une quinzaine de centimètres. Leur nature est assez monotone : on y reconnaît une forte majorité de galets de quartz, dont certains bien émoussés, et une minorité -10 à 20 % dans les niveaux les plus riches- de galets de granite du Velay, souvent très altérés.

- Quant aux "boules d'argiles" qui forment parfois des blocs de dimensions respectables, elles peuvent avoir été reprises aux lentilles d'argiles micacées qui ne sont pas rares au sein même des arkoses à Auteyrac et à Blavozy. J'ai pu vérifier cette interprétation en demandant à M. N. LE COUSTOMER d'analyser les minéraux argileux des unes et des autres : on y retrouve des cortèges presque identiques dominés par les smectites, associées à un peu d'illite et des traces de kaolinite.

	Smectites	Illite	Kaolinite
Argiles de Noustoulet	70 à 75 %	20 à 25 %	5 à 10 %
- d'Auteyrac	70 à 75 %	25 à 30 %	
- de Blavozy	65 à 70 %	25 à 30 %	0 à 5 %

Le phénomène de boules ou de paquets d'argiles mêlés aux sables est d'ailleurs visible dans les niveaux fins des arkoses sur plusieurs affleurements.

Il est plus logique de reconnaître dans les sables de Noustoulet des alluvions éocènes qui ont échappé à la silicification postérieure et, ceci, d'autant plus que l'organisation en grandes lentilles aplaties, la granulométrie, et surtout la nature minéralogique des sables sont rigoureusement identiques. Sur lame mince et dans leurs niveaux non consolidés, les arkoses sont formées par 20 à 40 % de feldspaths en très grande majorité potassiques -jamais plus de 5 % de feldspath calcosodique dans les colorations- ; ce sont les mêmes proportions que l'on retrouve à Noustoulet à cette différence près que les plagioclases n'y figurent pas -quartz 70 à 75 %, feldspaths potassiques 25 à 30 %-.

Quelques lecteurs s'étonneront peut-être de la place donnée aux sables de Noustoulet dans ce court développement réservé aux arkoses du Velay. La raison en est simple ; si les deux types de sédiments appartiennent bien à la même génération, il devient important d'expliquer leurs caractères différents actuels : l'existence d'un ciment siliceux dans certains secteurs et son absence dans d'autres. L'attribution des sables de Noustoulet au Lutétien amène donc le chercheur à se poser la question de l'origine de la silicification.

En lame mince, les grains de sable des arkoses apparaissent liés par un ciment de silice microcristalline des plus classiques, semblable à ceux que l'on rencontre dans la plupart de leurs homologues du Massif Central, quel que soit leur âge exact -voir à ce sujet le D.E.S. de Géologie de J. CHAILLOU, [1967]-. L'originalité de la consolidation tient surtout, dans leur cas, à la distribution des niveaux indurés dans l'épaisseur du sédiment. Une observation attentive des affleurements dans les carrières de Blavozy, d'où les

arkoses sont extraites comme pierre à bâtir depuis plusieurs siècles, permet de constater, sur la tranche de cinquante mètres environ de sédiment qui est actuellement recoupée, que les horizons les plus consolidés ne sont pas les plus hauts, mais ceux qui étaient primitivement les plus perméables. On rencontre, par exemple, dans la partie supérieure des carrières, mais aussi à proximité du contact avec le socle, des lentilles argileuses complètement meubles. Les renseignements fournis par cette situation sont clairs : on doit penser à une consolidation diagénétique par circulation d'une nappe phréatique. Il reste cependant à justifier dans ce cas, les discontinuités de la grésification d'un secteur à l'autre. On ne peut manquer de noter à ce propos que les principales zones de cimentation se placent toujours à proximité des failles. La remarque est évidente pour les gisements de Blavozy et d'Auteyrac, situés sur un accident d'échelle régionale -la faille Lavoûte-Coiron-, elle l'est aussi pour le placage de Brives qui jalonne un petit accident de même direction -N 140 E- suivi sur une courte distance par la Loire. Dans la mesure où l'on retrouve systématiquement ce phénomène pour tous les faciès arkosiques d'une certaine importance présents dans les fossés paléogènes du Massif Central, il me semble possible d'envisager la formation des ciments siliceux de ces roches par des apports hydrothermaux aux nappes phréatiques le long des failles. Nous verrons qu'il existe en Velay, et ailleurs, toujours plusieurs générations d'arkoses ; il s'agit à mon avis, dans l'écrasante majorité des cas, de silicifications d'origine tectonique, elles doivent être nettement distinguées d'éventuelles silicifications d'origine climatique. C'est à la fois parce que les arkoses du Puy sont les premières de ce genre à être décrites dans ce travail et parce qu'elles sont lutéliennes que j'ai tenu à préciser, ici, mon sentiment sur la genèse des arkoses : malgré leur âge, elles doivent être distinguées des nombreuses silicifications pédologiques de l'Eocène moyen -voir pages 343 et 344-. Ces dernières sont apparues dans un contexte géomorphologique très différent de celui que l'on peut reconstituer pour le socle.

Les informations directes sur le relief apportées par les alluvions lutéliennes du Velay sont peu nombreuses. Les longues coupes manquent pour avoir une idée de la topographie de détail qui a été recouverte ; quant aux lignes générales du paysage, le petit nombre et la surface modeste de lambeaux conservés interdisent de les entrevoir. L'importance de la tectonique post-sédimentaire a, de manière visible, bouleversé les conditions de dépôt primitives dans d'appréciables proportions : les alluvions reposent aujourd'hui sur le flanc de horsts basculés. On doit parler d'inversion tectonique à leur sujet, puisqu'elles se sont accumulées au départ dans les parties basses du relief. Il est, en effet, difficile d'imaginer un comblement total des fossés dont elles jalonnent actuellement les rebords, puis un déblaiement presque intégral. Bien que l'on ignore leur étendue et leur épaisseur initiale, de sérieux arguments existent pour dater l'apparition des formes structurales sur lesquelles elles reposent aujourd'hui, du Paléogène supérieur -voir page 376-.

De rares coupes montrent le contact entre les arkoses et le socle ; la plus remarquable d'entre elles se situe le long de la route nationale 88, un peu à l'Est de Blavozy. Les sédiments recouvrent alors un socle très faiblement altéré. Celui-ci est arénisé sur quelques décimètres à quelques mètres d'épaisseur -trois au maximum-. Des boules granitiques en formation -le socle est représenté par le granite hétérogène du Velay- esquissent parfois, mais leur lien avec une altération antélutélienne est loin d'être assuré, la perméabilité du Lutélien ayant très bien pu permettre une cryptoaltération postérieure. L'analyse minéralogique des argiles contenues par l'arène a donné 55 % d'interstratifiés illite-smectite, 30 % d'illite et 15 % de kaolinite. Ces phyllites résultent à l'évidence d'une altération très ménagée. L'état du socle paraissant toujours relativement sain à la périphérie des placages d'arkoses, il faut conclure au dépôt des alluvions lutéliennes sur un substratum dégagé de son manteau d'altérites. Vu la granulométrie relativement grossière des sables qui indique des courants assez forts, le phénomène apparaîtra sans doute normal à certains, et sans grande signification ; telle n'est pas mon opinion. Outre la généralité du fait -on va le retrouver en Limousin-, une remarque s'impose : les argiles associées aux alluvions, avec leur forte quantité de smectites, ne représentent absolument pas le déblaiement de sols épais et anciens. Le principal enseignement tiré de l'analyse des arkoses du Velay est l'assurance d'une action morphogénique efficace dans l'Est du Massif Central au moment de la crise "ilderienne" et même peut être assez tard dans son déroulement -Lutélien inférieur ?-.

L'état du matériel, la présence entre autres d'un petit nombre de galets granitiques, ne doit, en conséquence, pas surprendre. Il existe cependant une opposition gênante entre des particules qui indiquent une certaine usure, c'est-à-dire un déplacement long, et le faible degré de maturité des alluvions -galets cristallins et abondance de feldspaths-. L'émoussé des galets de quartz -avec des indices allant jusqu'à 250- et de grains de sables aux contours subanguleux méritent une explication. Au binoculaire on se rend compte tout d'abord très vite que les particules sableuses usées sont en réalité des feldspaths ; quant aux galets de quartz, ils ne peuvent que représenter des éléments repris à un vieux stock de matériaux siliceux soumis à de multiples remaniements tout au long du "cycle alpin" sur les faibles pentes de la *Primärrumpf*. Leur usure n'a pas d'autre signification que leur âge ancien. Leur mélange à une grande quantité de matériaux locaux modérément altérés devient évident lorsqu'on analyse les minéraux lourds des sables éocènes. R. ETIENNE a bien voulu me communiquer les résultats obtenus sur des échantillons prélevés lors de tournées communes :

base des Sables de Blavozy	75 % de zircon	24 % de tourmaline
Sables de Noustoulet	70 % de minéraux de roches plutoniques (zircon-tourmaline)	22 % de minéraux de roches métamorphiques (grenat-staurotide)

Tous ces minéraux proviennent des roches locales : granites à biotite du Velay -zircon-, leucogranites -tourmaline-, panneaux de roches métamorphiques contenus par le diapir vellave -voir page 209- ou jalonnant son toit. Comme elles affleurent cependant sur un vaste espace, il est difficile de préciser l'étendue

des bassins-versants soumis à érosion au Lutétien. En raison de l'état de fraîcheur relatif du matériel alluvial, je ne pense pas que leur transport se soit effectué sur une longue distance. Nous allons retrouver des données très similaires en Limousin.

b - LES ALLUVIONS LUTETIENNES DU NORD-EST DU LIMOUSIN :

Il a déjà été signalé que l'âge cuisien supérieur de simples niveaux argileux tapissant le fond du bassin de Gouzon avait été reconnu grâce à une microflore ; la palynologie est aussi l'argument principal pour conclure au dépôt, pendant le Lutétien, d'alluvions sablo-argileuses dans la partie orientale du fossé de Gouzon [J. J. CHATEAUNEUF ET G. FARJANEL, 1982] et surtout dans le petit bassin annexe de Lapadeyre-Chaumailat [J. J. CHATEAUNEUF ET F. BERTHIER, 1977].

Exploités pour leur gisement d'uranium par la S.C.U.M.R.A., société dépendant du groupe Minatome, les sédiments de Lapadeyre-Chaumailat ont pu être étudiés dans trois vastes carrières, aujourd'hui comblées. On y observait, sur une douzaine de mètres, trois strates sensiblement différentes.

- A la base, sur environ 4 mètres de hauteur, des sables légèrement argileux assez grossiers s'organisaient en lentilles plates et larges, interrompues par de plus petites lentilles de sables fins ou de silts argileux. Les horizons inférieurs des sables se chargeaient en galets ou en blocs de quartz et de granite. Ils contenaient par ailleurs des argiles faiblement sableuses de teinte noirâtre, celles qui ont livré la microflore.

- En position intermédiaire, sur quatre mètres là encore, une deuxième séquence, de granulométrie un peu plus grossière -système de lentilles plus courtes et plus "ventruées" de sables argileux et de sables graveleux à galets-, était séparée de la précédente par un contact ravinant souligné par un horizon de galets (quartz, granite, boules d'argile).

- La série se terminait avec plusieurs mètres de sédiments argilo-sableux marqués par l'absence de galets, des variations de leur granulométrie -plus ou moins grande quantité de sables- et surtout de nombreuses traces de bioturbations -terriers, empreintes de racines-.

Les datations proviennent donc des argiles noires inférieures interstratifiées avec des sables lors de l'arrivée des premières décharges détritiques. J. J. CHATEAUNEUF a insisté sur la richesse de cette paléoflore associant un mélange de "plantes hygrophiles ou palustres" et d'"espèces d'habitat plus sec ou plus élevé", à l'exception cependant des conifères, traduisant ainsi "une absence de relief ou un éloignement assez grand des zones élevées". La présence de pollens marqueurs du Lutétien -*Porocolpopollenites vestibulum* et *Anacolosidites medius*- lui a permis de conclure sans problème et d'établir même des rapports stratigraphiques étroits entre les alluvions de Chaumailat et les argiles micacées du plancher de la cuvette de Brenne.

J'avais à l'aide d'échantillons prélevés dans les carrières de la S.C.U.M.R.A. tenté une rapide étude sédimentologique des alluvions paléogènes ; la thèse très récente de C. GROSS [1984] l'a rendue inutile, puisque ce dernier a repris la question beaucoup plus en détail. Le fait m'a donné cependant l'occasion de tester mes résultats, toujours basés sur des analyses moins nombreuses. Les correspondances m'ont paru satisfaisantes, je signalerai pourtant au passage quelques divergences.

Pour C. GROSS [1984, p. 16] les dépôts de Chaumailat forment un ensemble plutôt homogène à trois composants majeurs : quartz, feldspaths, argiles (fig. 62 A). La part du quartz dans la roche totale varie entre 20 % et plus de 50 % dans certains niveaux, là où les feldspaths, dont le pourcentage atteint parfois 30 %, disparaissent, en l'occurrence dans les décharges les plus détritiques. Les argiles sont composées par une forte majorité de smectites -70 % en moyenne-, de la kaolinite -20 %- et un peu d'illite -10 %-. En dehors de brèves séquences où l'illite deviendrait le minéral dominant, C. GROSS n'a pas rencontré de notables changements dans cette composition. Les résultats obtenus par M. N. LE COUSTOMER apparaissent sensiblement différents pour la partie supérieure de la sédimentation :

	Vermiculite	Smectites	Illite	Kaolinite
argiles sableuses supérieures	27 %		29 %	44 %
cailloutis argileux		39 %	24 %	37 %
lentilles argileuses des niveaux sableux		56 %	21 %	23 %

Je me garderai d'expliquer ces différences qui peuvent tenir à l'échantillonnage ou aux techniques d'étude. Elles ne me paraissent pas très importantes.

Sur un plan plus général, on doit reconnaître avec C. GROSS, dans les sédiments de Chaumailat, des dépôts "de plaine d'épandage raccordée à des reliefs et parcourue par des chenaux fluviaux" [p. 14]. Les matériaux sablo-graveleux accumulés dans ces chenaux -sous l'eau, ce qui a permis dans les biefs calmes une sédimentation fine et réduite avec nombreux débris végétaux- se distinguent avec netteté des alluvions argilo-sableuses bioturbées des zones soumises à inondation périodique. La fréquence et la taille des galets indiquent, dans le lit des rivières, l'existence de "courants épisodiquement très forts" ; mais l'origine des blocs de quartz -jusqu'à 80 cm de grand axe- étant toujours située à proximité de leur lieu de dépôt, la dimension des bassins-versants, donc des reliefs, paraît avoir été assez faible. Le degré de maturation très limité des alluvions conduit enfin, comme en Velay, à envisager un système morphobioclimatique où l'érosion mécanique progressait au rythme de l'altération chimique.

La présence des minéralisations uranifères dans les sables de base de la série de Chaumailat a conduit les géologues de la S.C.U.M.R.A. à dresser une carte très précise du mur des sédiments tertiaires. Leur travail a été reproduit par C. GROSS, auquel je l'ai moi-même emprunté (fig. 62 B). Ils ont constaté que le plancher de la plage sédimentaire n'est pas plat : il comporte plusieurs gouttières profondes d'une dizaine de mètres et orientées vers le Sud-Ouest, soit à l'opposé de la direction de drainage actuelle. Il est impossible, à mon sens, de déterminer l'origine exacte de ces formes très amples qui ont pu être l'oeuvre de l'érosion ou de la tectonique. Quoi qu'il en soit, il convient de noter qu'elles affectent du granite de Guéret -voir page 207-. Celui-ci est souvent chloritisé et diaclasé, parfois ferruginisé ou blanchi, au contact des sédiments. Les sondages prouvent, toutefois, le caractère superficiel de cette altération ; le granite sain apparaît très vite. C. GROSS a du reste suggéré l'âge post-sédimentaire de phénomènes d'altération qui affectent aussi le Paléogène [p. 20].

L'observation des alluvions lutétiennes de Chaumailat amène le chercheur à reconstituer à cette époque un paysage peu différencié, mais soumis à une érosion mécanique suffisamment intense pour limiter la pédogenèse sur roche granitique à une simple désagrégation granulaire par hydrolyse des minéraux les plus fragiles. On retrouve donc des conditions très semblables à celles déduites des caractères sédimentologiques des arkoses du Velay : des altérites modérément évoluées ont été prises en charge par des cours d'eau modestes, bien que soumis à de fortes crues, avant d'être déposées dans le premier secteur marqué par une brusque diminution de la compétence.

A partir de là deux questions se posent. La première est d'un intérêt relatif : les dépôts du Velay et ceux du Limousin septentrional sont-ils contemporains ? La période dans laquelle ils s'inscrivent ayant duré plusieurs millions d'années -deux ou trois au moins-, on ne dispose d'aucun élément pour l'affirmer. Je me contenterai de remarquer que, si un écart chronologique important devait les séparer, on détiendrait la preuve du maintien des conditions morphogéniques propres au Lutétien pendant une longue période.

La réponse à la seconde question est d'une tout autre portée pour le sujet débattu ici : quel a été l'ampleur des dépôts lutétiens du Massif Central ? Les éléments pour parvenir à une solution ne sont malheureusement guère plus nombreux ; ils sont surtout contradictoires. On a, d'une part, l'assurance que les placages parvenus jusqu'à nous constituent de simples lambeaux résiduels d'une couverture plus épaisse et plus vaste -Velay-, d'autre part, la quasi-certitude que ce matériel n'a pas pu représenter d'énormes volumes, puisque les cours d'eau de l'époque ont amené une charge solide de très faible ampleur jusqu'aux bassins sédimentaires périphériques.

Un regard d'ensemble porté sur les événements morphologiques lutétiens révèle, dans la mesure où les formations corrélatives sont correctement situées dans la chronologie -voir page 339-, une opposition entre l'évolution connue par le socle et celle connue par les bassins sédimentaires périphériques.

- Dans ces derniers, aggradation ou regradation ont temporairement cédé la place à une pédogenèse pouvant enfin travailler dans un plan topographique stabilisé, comme le démontre le dépôt sur de petites épaisseurs de séries carbonatées. Les nombreuses paléoaltérations qui se sont développées en dehors des cuvettes lacustres constituent à mon avis les preuves les plus solides du ralentissement du travail de l'érosion -voir les conclusions de ce chapitre-.

- Sur le socle, on ne trouve pas de paléoaltérations dont l'âge lutétien soit démontré sur des bases paléontologiques. Cela n'assure bien évidemment pas qu'il n'y en ait pas eu ; de nombreuses observations portant sur la période suivante conduisent à croire le contraire. Mais la phase de pédogenèse sans érosion mécanique des sols a été brève, ce que la minceur des profils et leur faible degré d'évolution tendent à prouver. En définitive, les seules formations corrélatives lutétiennes datées témoignent d'une morphogenèse efficace. Sur un socle débarrassé de toute trace d'altérites évoluées crétacées ou paléocènes, des cours d'eau ont entraîné, hors de petits reliefs, des alluvions sablo-graveleuses granitiques et les ont abandonnées rapidement, autre preuve de la faiblesse générale des pentes.

Les volumes de matériaux en provenance du Massif central mis en jeu par ces événements sont inconnus. Les carbonates du Bordelais représentent plus de 200 km³, ceux du centre du bassin de Paris plus de 400, mais la part des reprises aux auréoles sédimentaires est énorme, même si, ramenée aux surfaces d'affleurement des roches carbonatées mésozoïques, la tranche enlevée devient extrêmement faible. Il est très difficile de connaître la participation des roches cristallines à la précipitation des calcaires. L'évacuation des bases par les cours d'eau et l'arrivée de la charge dissoute jusqu'à la mer étant acquise, une part du calcium est sûrement venue du socle ; tout porte à croire, néanmoins, son importance plutôt réduite. L'essentiel de la morphogenèse développée aux dépens du Massif Central s'est traduite par la formation d'alluvions argilo-sableuses parvenues jusqu'à ses marges -Brenne, Charentes, Sud de l'Aquitaine- ou déposées sur le socle même. Les premières peuvent être comptabilisées : une centaine de kilomètres cubes est une estimation maximale -les argiles vertes des Charentes, accumulation de loin la plus puissante, ne dépassent pas 60 kilomètres cubes-. Aucun chiffre ne peut être avancé pour les secondes. Il ne s'agit pas pourtant d'une lacune trop grave dans le cadre de ma tentative d'évaluation de l'oeuvre de l'érosion, à la fois parce que ce chiffre a dû être faible et parce que les altérites en question vont inmanquablement apparaître dans les bilans postérieurs, et principalement dans celui de la crise "bartonienne" qui les a remaniées.

* * *

- D -

LA CRISE "BARTONIENNE"

* * *

La rupture sédimentologique est totale, sur les pourtours sédimentaires du Massif Central, entre la nature des dépôts du Lutétien supérieur, fins et carbonatés, et celle des sédiments appartenant à la génération suivante. Partout des formations détritiques vont gagner les niveaux de base, qu'ils soient marins ou lacustres. La multiplication des dépressions et la rétention d'une bonne partie de la charge alluviale des rivières dans les zones basses ainsi formées, sont au demeurant les deux traits les plus caractéristiques d'une période marquée sur les littoraux par une forte régression marine -sauf pour la mer Alpine méridionale-. Les raisons de ces phénomènes doivent être recherchées dans la tectonique. La crise "bartonienne" a coïncidé avec l'époque où les contraintes Sud-Nord ont atteint leur paroxysme ; c'est la phase de structuration majeure dans le Sud de la France -mouvements provenço-pyrénéens-.

La position exacte de ces événements dans l'échelle stratigraphique pose à nouveau un problème : ils n'ont pas correspondu partout à la même durée et ils se trouvent surtout, à leur limite supérieure qui est l'une des plus nettes de l'histoire tectonique de la plaque ouest-européenne, en sensible décalage par rapport à l'évolution des faunes. Ce dernier point ne sera pas abordé pour l'instant -voir pages 361 à 363-, je me contenterai ici de justifier l'adjectif "bartonien", employé pour qualifier la période, et de situer la fourchette de temps dans laquelle elle s'est déroulée.

Il y aurait beaucoup à dire sur l'utilisation d'une terme né du découpage stratigraphique des séries du bassin de Londres dans un travail consacré à l'évolution géomorphologique du Massif Central français ! Les stratigraphes ne laissant guère le choix aux paléogéographes pour cette partie des temps géologiques, je l'emploierai sans trop d'hésitation, dans la mesure où il paraît bien englober l'ensemble des déformations initiales à l'origine de la crise structurale étudiée. Si l'on met à part l'extrême Sud de la France, où les tensions ne se sont guère relâchées à l'Eocène moyen, les mouvements du sol ont en effet eu des conséquences sur la sédimentation des grands bassins dès le début du Bartonien. Les premières décharges détritiques grossières libérées par le Massif Central datent de cette époque. Il a fallu, en revanche, attendre au moins le Bartonien supérieur, semble-t-il, pour voir s'amorcer la plupart des fossés de l'Est du Massif, la crise bartonienne s'est à coup sûr poursuivie au Ludien inférieur et pendant une partie du Ludien moyen. Il faut donc considérer que l'adjectif "bartonien" sera employé dans les pages qui vont suivre dans un sens très large, comme cela avait été le cas pour "ilerdien".

1 - LA CRISE "BARTONIENNE", DE LA "MONTAGNE NOIRE" AU PERIGORD :

La molasse pyrénéenne est parvenue, au début du Bartonien, jusqu'en limite du socle. On retrouve à l'extrême Est de la "Montagne Noire", dans la région de St-Chinian, un excellent témoignage de ce fait : la "formation d'Aigne", qui recouvre les calcaires lutétiens d'Agel, représente des alluvions gréso-limoneuses dont la granulométrie, décroissante vers le Nord, démontre à elle seule son origine méridionale. Ces apports pyrénéens sont arrivés dans ce secteur avant le paroxysme de la crise bartonienne, puisqu'ils ont été recouverts par des matériaux syntectoniques contemporains de l'apparition du pli dit "de Réals". Des blocs et des klippes sédimentaires, longues parfois de plusieurs centaines de mètres, se sont alors interstratifiés dans des marnes rouges qui passent en direction du Nord à des calcaires lacustres interrompus eux-mêmes, à proximité du socle, par des argiles sableuses contenant des galets de quartz et de quartzite. Des pentes et une activité morphologique existaient donc bel et bien, au Bartonien, sur la bordure méridionale du Massif Central, mais elles représentaient peu de chose en regard de leurs homologues méridionales.

A l'Ouest de Carcassonne, la situation est plus simple : l'effondrement du substratum mésozoïque et son recouvrement par une très forte épaisseur de terrains éocènes ont "étouffé" toute tentative de déformations souples dans l'avant-pays pyrénéen. La molasse a continué de s'accumuler à un rythme de plus en plus rapide. La molasse de Castelnaudary, équivalent bartonien de la molasse de Carcassonne, a été traversée en sondage sur 700 mètres de profondeur dans l'axe du "Sillon nord-pyrénéen" ! Il faut aller au-delà de la

Montagne Noire, en Castrais, pour identifier de façon certaine des venues détritiques issues du socle qui ne soient pas mélangées à une majorité d'éléments pyrénéens. Elles s'interstratifient dans la molasse de Saix, prolongement septentrional de la molasse de Castelnaudary. Celle-là s'individualise facilement dans la mesure où elle est comprise entre deux niveaux calcaires de grande extension : le calcaire lutétien de Castres et celui de Cuq, d'âge ludien inférieur. Formée d'argiles palustres interrompues par des bancs de roches carbonatées ou de sables, la molasse de Saix paraît dans tout le golfe de Castres avoir été alimentée par des décharges alluviales orientales. Plusieurs faciès apparaissent : à la base de la molasse et près du socle -par exemple dans la région d'Escoussens, au pied de la Montagne Noire-, des argiles à graviers typiques emballant pêle-mêle de "notables quantités de quartz, des débris centimétriques de schiste et de gneiss" [M. P. MOULINE, 1979, p. 22] ont été reconnues ; plus haut dans la série, des bancs de grès molassique riche en stratifications obliques et entrecroisées, indices du passage de rivières à fort courant, montrent aussi des apports en matériel granitique -région de Viviers-lès-Montagnes-. A l'Ouest, là où elle va disparaître sous les terrains plus récents, la molasse de Saix est beaucoup plus fine, ses composants détritiques ont une origine pyrénéenne marquée. Il est très difficile de tracer une limite aux apports massif-centraliens ; on ignore dans quelles proportions ils se sont mélangés aux apports méridionaux, des études sédimentologiques précises basées sur les minéraux lourds restant à faire.

Des matériaux du type argiles à graviers se rencontrent en limite du socle jusqu'aux environs d'Albi. Leur âge exact est souvent malaisé à établir -voir page 404- ; on peut, cependant, admettre en leur sein l'existence d'un fort contingent bartonien. La preuve de mouvements du sol de cet âge vient d'être découverte dans le secteur.

Les conglomérats à blocs de calcaires mésozoïques, déposés au contact de l'important accident qui accompagne la limite méridionale du massif de la Grèsigne, avaient été placés par les auteurs classiques dans l'Oligocène, parce qu'on croyait y reconnaître une simple variation locale de faciès de la molasse stampienne [A. THEVENIN, 1902]. Le travail tout récent réalisé par EL H. CHELLAI [1982] conduit à réviser cette hypothèse. Formés exclusivement par du matériel en provenance du coeur de l'anticlinal dissymétrique -des calcaires jurassiques jusqu'au Permien- et transportés par des processus "d'écoulement en masse à haute concentration" [1982, p. 67], les conglomérats présentent toujours un contact franc avec la molasse oligocène qui les ravine et en remanie parfois la matrice, d'où l'illusion d'un passage progressif des uns aux autres. EL H. CHELLAI a pu dater sur la périphérie du dôme les dépôts syntectoniques : des moules de Gastéropodes, caractéristiques du Bartonien au sens large, ont été découverts dans des passées moins grossières, tandis qu'une abondante flore de Charophytes du Bartonien inférieur était identifiée en sondages dans des limons brun rougeâtre à petits éléments de Lias, épais de 160 mètres, représentant l'aval des conglomérats.

Nous verrons qu'à cette époque une série d'étroits bassins, situés sur le socle ou sur sa bordure, se sont formés le long de la faille de Villefranche-de-Rouergue. Ils ont alors recueilli des terrains de transport détritique venus du socle. Toutes ces données sont suffisantes pour supposer qu'entre la Montagne Noire, au Sud, et le dôme de la Grèsigne, au Nord, une vaste zone déprimée, allant du Castrais à l'Albigeois, a recueilli au Bartonien des altérites issues du Massif Central, des Pyrénées, mais également de certaines régions sédimentaires soulevées. Grâce aux sondages réalisés dans ce secteur, il est possible d'estimer l'épaisseur -cent mètres en moyenne pour 2 600 km² de superficie- des couches où les apports du Massif Central jouent un rôle [EL H. CHELLAI, 1982, p. 27], malheureusement les volumes d'altérites prélevées au socle restent, en fonction des mélanges, très hypothétiques. J'avancerai avec prudence le chiffre d'une centaine de kilomètres cubes, ce qui me paraît, là encore, constituer plutôt un maximum.

Les plateaux du Quercy posent pour la crise "bartonienne" des problèmes tout à fait identiques à ceux envisagés pour la crise "ilderdienne" -voir page 280-. Les produits de l'érosion exercée aux dépens des roches cristallines ont pu transiter d'Est en Ouest à ce moment-là. L'absence de structures capables de piéger des sédiments explique leur discrétion actuelle. Quelques observations permettent d'étayer la supposition précédente. J. G. ASTRUC dans son D.E.S. [1980] et sur la notice de la carte géologique au 50.000^{ème} de Montcuq [p. 13] a noté la présence, dans des alluvions grossières rubéfiées des plateaux dominant le Lot, de "galets roulés composites à éléments de quartz noyés eux-mêmes dans un ciment de grès ferrugineux à grains fins", preuve d'"au moins une phase de remaniement à l'intérieur de la formation sidérolithique". Etant donné que des reprises fluviales de sédiments rubéfiés se sont produites à la surface des Causses du Quercy jusqu'à la fin du Tertiaire, il serait absurde d'affirmer leur âge bartonien, mais l'hypothèse reste parfaitement valable. Elle l'est d'autant plus que l'on tiendrait, avec la réalité de sédiments bartoniens en Quercy, un relais dans l'espace entre des événements qui ont concerné aussi bien les régions limitrophes méridionales que les régions septentrionales.

En Bordelais, on dispose de témoignages précis sur l'arrivée d'une décharge détritique post-lutétienne et infraludienne. Depuis la confluence Dronne-Isle jusqu'à la Gironde (fig. 57), on voit une épaisse couche d'argiles sableuses -"Sables du Libournais"- s'interstratifier entre les calcaires de Blaye, lutétiens, et les molasses du Fronsadais dont l'âge ludien moyen -argiles à *Paleotherium* basales- à supérieur est solidement établi par la paléontologie -voir page 405-. Pour J. DUBREUILH ET J. P. PLATEL, ce matériel représenterait l'aval des formations de Guizengeard supérieur et de Condéon ou de Bois-Rond ; il serait donc lutétien et il n'y aurait pas d'apports détritiques bartoniens en Charentes. Pour moi il ne fait aucune doute qu'une partie, au moins, des sédiments datent du Bartonien.

Je ne reviendrai pas sur les réserves exprimées plus haut à propos du caractère trop rigide des divisions proposées par les auteurs de la nouvelle carte géologique. Le dépôt d'une couche détritique continentale sur les calcaires marins du Lutétien supérieur ne pouvant, à mon sens, qu'être postérieur à la transgression lutétienne et contemporain de la régression bartonienne, je réunirai, en attendant confirmation ou infirmation de l'hypothèse par la paléontologie, la partie supérieure de l'"étage" lutétien créé par J. DUBREUILH et J. P. PLATEL et une petite partie aussi des niveaux supposés "Eocène supérieur" en une série détritique bartonienne (fig. 57), représentant l'amont des argiles à *Ostrea cucularis* du Blayais.

Ma conviction de l'existence d'arrivées alluviales bartoniennes jusqu'à la mer repose sur plusieurs données recueillies en Bordelais ; elle se fonde aussi sur des observations faites en Périgord, en limite du Massif Central. F. DAUGAS, dont la thèse de 3^{ème} cycle [1981] a déjà été citée -voir plus haut, page 283-, m'a en effet convaincu de l'âge bartonien de la majorité des alluvions formant son "complexe détritique de S^t Pardoux" (fig. 59).

F. DAUGAS a rassemblé sous cette dénomination des sédiments très divers. Opposant un domaine d'amont -le contact socle-Jurassique- à un domaine d'aval -les régions de substratum crétacé-, il a distingué, dans le premier, deux faciès très souvent indurés par des silicifications :

- à la base, sur cinq à six mètres de hauteur, des lentilles d'argilites bariolées et bioturbées -trace de racine et de terrier- à kaolinite,
- au sommet, un conglomérat, puissant d'une dizaine de mètres, composé par des galets de quartzite de très grande taille -présence de blocs émoussés jusqu'à 50 cm de grand axe- emballés dans une matrice sablo-argileuse pétrographiquement très évoluée -argiles kaoliniques mal cristallisées et sables quartziteux à 96 % avec de rares feldspaths potassiques très altérés-.

A l'aval, il a reconnu, dans les alluvions qui couronnent sur trente à quarante mètres d'épaisseur les interfluves de la région de S^t-Crépin-de-Richemont, la même stratification avec, en position inférieure, des alluvions argilo-sableuses bariolées et bioturbées -6 mètres- et, par-dessus, des séries plus grossières organisées en chenaux s'amorçant par des lits caillouteux et terminées par des paléosols -une trentaine de mètres-. Des silicifications sont ici aussi présentes au toit des deux formations ; la plus grande épaisseur des dépôts explique cependant leur caractère plus discret. F. DAUGAS a retrouvé les principaux traits sédimentologiques relevés dans le domaine amont : domination de la kaolinite dans le cortège argileux et du quartz parmi les sables et les galets. Il a, cependant, noté l'apparition des smectites et même de l'attapulгите au sein des paléosols qui accompagnent le niveau inférieur. Il a, par ailleurs, reconnu une quantité non négligeable de feldspaths potassiques -10 à 20 %- à l'intérieur de la fraction sableuse.

Les points communs réunissant les domaines d'amont et d'aval -superposition de deux niveaux, décroissance granulométrique- lui sont apparus suffisants pour en faire un unique ensemble, les différences dans le degré d'altération étant expliquées par une action diagénétique postérieure. Il a, en contrepartie, insisté sur l'opposition des milieux ayant présidé au dépôt des corps sédimentaires inférieur et supérieur.

Le premier épisode aurait été marqué par "l'installation d'une activité biologique" sur le matériel fin de l'amont, tandis que se développait à l'aval "une sédimentation calme silto-argileuse dans de petits lacs ou dans des mares" où se néoformaient smectites et attapulгите. Les indices de confinement l'ont amené à y reconnaître l'oeuvre d'un "climat chaud et semi-aride". Le deuxième épisode aurait vu, quant à lui, "l'installation d'appareils fluviaux de grande ampleur..., à l'écoulement discontinu et aux crues brutales,... venant aboutir à l'aval dans des milieux proches des sebkhas". La silicification de l'ensemble "par de l'opale-tridimyte sous forme de silcrète" lui a paru confirmer le climat aride, à saison sèche accusée, qui régnait alors [1981, p. 129-130].

Au-delà de ces reconstitutions paléogéographiques, F. DAUGAS a proposé des corrélations stratigraphiques assez précises. Il lui a semblé que le complexe détritique de S^t-Pardoux pouvait être rapproché de la formation de Brenne et d'une partie des dépôts charentais, bref être rapporté aux séries de l'Eocène moyen et supérieur. Pour être tout à fait clair, il a avancé un âge lutétien, pour les niveaux fins, et bartonien inférieur pour les sables à galets. Très réservé sur ses déductions paléoclimatiques, mon avis s'accorde avec le sien sur le plan de la chronologie des couches. Une telle convergence est malheureusement insuffisante pour pouvoir affirmer la présence de Lutétien ou de Bartonien en Périgord, puisqu'il n'en existe pas de preuve paléontologique. Une très forte probabilité se dégage, néanmoins, en faveur d'une hypothèse qui s'inscrit dans la logique de l'évolution reconnue pour les marges méridionales du Limousin -absence d'accumulation à l'Ilerdien, dépôts sablo-argileux fins soumis à pédogenèse au Lutétien- ou pour d'autres secteurs -fortes décharges détritiques grossières au Bartonien, associant des matériaux épuisés à un stock d'altérites moins évolués-.

La principale difficulté créée par les alluvions du complexe de S^t-Pardoux est, en définitive, beaucoup plus celle de leur volume initial que celle de leur position stratigraphique. Quelle a été l'extension et l'épaisseur primitive de la série ? Il est très délicat d'apprécier l'une et l'autre. De fortes variations dans l'importance de la couche alluviale s'observent entre, S^t-Pardoux, où elle ne dépasse pas dix mètres, et S^t Crépin, où, nous l'avons vu, elle atteint plus de trente mètres, au centre, il est vrai, d'une légère ondulation synclinale. L'inconnue majeure reste toutefois la surface qui a été concernée par le phénomène. De nombreux interfluves depuis la limite du socle jusqu'à Périgueux et, d'Ouest en Est, des environs de Nontron jusqu'aux premières hautes collines annonçant le "bassin" permien de Brive, sont recouverts soit par une véritable couche

d'alluvions grossières, soit par une simple pellicule résiduelle ["FS" ou "formations alluviales des plateaux", de J. P. TEXIER, 1979 - "Sables de Bades" de F. DAUGAS, 1981]. Ce matériel semble s'être accumulé à la rupture de pente occasionnée par le contact socle-sédimentaire au débouché des principales rivières du Limousin méridional -Dronne, Isle, Auvézère-. L'étude sédimentologique de la matrice sablo-argileuse [F. DAUGAS, 1981, pp. 104 à 106] indique qu'elle contient feldspath et surtout illite en proportion supérieure à celle du "complexe de S^t-Pardoux", tout en conservant un cortège de minéraux lourds identique. La présence de galets du socle plus nombreux et de "débris de conglomérat à ciment siliceux" ont, par ailleurs, conduit F. DAUGAS à regrouper ces alluvions dans une génération postérieure, placée entre "l'Oligocène basal et le Quaternaire ancien" [1981, p. 130]. Or, tous les arguments utilisés pour distinguer "complexe de S^t-Pardoux" et "Sables de Bades" n'ont pas la même force. Plusieurs décharges alluviales peuvent, à mon avis, composer les "formations des plateaux", tant et si bien qu'il n'est pas interdit de croire à l'existence de placages contemporains du "complexe de S^t-Pardoux" dans ces dépôts. La participation directe ou indirecte -par remaniement à courte distance-, de ce que je crois être des alluvions bartoniennes, aux formations d'interfluves du Périgord Blanc doit être prise en compte dans le bilan général de la sédimentation éocène supérieure.

En Bordelais, j'ai estimé l'épaisseur des sables du Libournais à partir de la coupe empruntée à A. KLINGEBIEL (fig. 57) : d'après les sondages, leur hauteur atteint une centaine de mètres sur une superficie d'environ 2 500 km². En Charentes et en Périgord, l'extension des sédiments bartoniens est beaucoup plus grande puisqu'ils atteignent au Nord le socle. On ne doit pas cependant en conclure à une occupation de tout l'espace. Là comme ailleurs, le Bartonien s'est déposé de façon privilégiée dans des structures d'accueil, en l'occurrence dans de légères ondulations synclinales où l'épaisseur maximale de la série ne dépasse pas 20 ou 30 mètres. J'ai chiffré tant bien que mal la surface d'affleurement du Bartonien à 3 700 km² pour une hauteur moyenne de la couche de 15 mètres. Si l'on comptabilise aussi la part du Bartonien au Sidérolithique du Quercy, on obtient un cubage total d'environ 300 km³.

2 - LA CRISE "BARTONIENNE" SUR LE SEUIL DU POITOU ET DANS LE BASSIN PARISIEN :

a - LE SEUIL DU POITOU :

Le Poitou n'a pas été évoqué jusqu'à maintenant dans la présentation des décharges détritiques en provenance du Massif Central. Ce silence a peut être surpris quelques lecteurs ; sa raison est simple : traditionnellement, les terrains de transport venus du socle sont rattachés à l'Eocène supérieur. L'habitude en a été établie depuis les travaux de J. WELSCH au début du siècle. Auteur des premières cartes géologiques au 80.000^{ème}, il avait basé sa datation du "Sidérolithique" sur une double erreur.

- D'abord, il s'est obstiné à situer les matériaux siliceux qui jonchent la surface des plateaux jurassiques sur les calcaires lacustres du Poitou.
- Ensuite, il avait estimé l'âge de ces calcaires lutétien, l'attribution du "Sidérolithique" à l'Eocène supérieur semblant, du coup, parfaitement logique.

Les révisions des cartes géologiques, entre les deux guerres, ont permis de rectifier cette interprétation en montrant, d'une part, le passage d'une importante partie du "Sidérolithique" sous les niveaux lacustres et, d'autre part, un âge plutôt oligocène inférieur de ces calcaires à faune de Gastéropodes continentaux assez difficile à dater. Parce que le changement de position dans la stratigraphie générale de la couverture carbonatée est allé de pair avec la modification des rapports supposés entre les couches, les géologues n'ont pas cru nécessaire de modifier l'âge du Sidérolithique poitevin, renforcés dans cette opinion par les similitudes de faciès qu'il possède avec le Bartonien de Brenne.

Il est très difficile sinon impossible, en Poitou comme en bien d'autres endroits des auréoles sédimentaires du Massif Central, de déterminer la situation chronologique exacte des placages sédimentaires d'interfluve. M. STEINBERG a souligné dans sa thèse [1970] les multiples convergences qui pouvaient exister entre des altérites ayant en commun une roche mère plutonique et une longue maturation. Il a tenté, en multipliant les analyses sédimentologiques, d'opérer des distinctions entre les différentes générations ; la leçon à tirer de son expérience est claire : il est impossible de positionner un gisement isolé en raison, d'un côté, des gros écarts par rapport à la moyenne constatés à l'intérieur de chaque catégorie et, de l'autre, des marges restreintes qui séparent les principaux types recensés.

Jusqu'à une date récente, les données acquises en Poitou se sont limitées à l'existence d'une -ou plusieurs ?- phase d'alluvionnement avant la précipitation des calcaires lacustres, et d'au moins une phase postérieure, puisque du matériel détritique se retrouve sur les plateaux par-dessus les couches carbonatées. On connaît, désormais, l'âge bartonien de la majeure partie de la série alluviale inférieure. C'est la conclusion à laquelle conduit la découverte d'une faune de Mammifères fossiles à proximité de Lussac-le-Château [M. BRUNET et J. GABILLY, 1981]. Celle-ci a été extraite d'une couche d'argiles sableuses rubéfiées, épaisse d'une dizaine de mètres, située entre des calcaires jurassiques et des sédiments plus fins contenant des bancs carbonatés, le tout étant couronné par de la meulière. Après expertise, les restes assez mal conservés ont été attribués à un crocodilien, deux lophiodons et un paléothère contemporains de l'Auvervien du bassin de Paris

-Bartonian inférieur-. Il serait présomptueux, à partir de cette unique trouvaille, de vouloir dater l'ensemble du Sidérolithique poitevin ; si elle assure de l'appartenance de la majorité du stock à l'épisode "bartonian", elle ne prouve pas l'absence d'alluvions "ilderdiennes".

On doit du reste se demander dans quelle mesure les travaux de M. STEINBERG n'apportent pas des arguments à l'hypothèse de la coexistence de deux générations d'altérites éocènes. Il a, en effet, remarqué la nature minéralogique assez différente des argiles suivant leur appartenance à des placages recouverts par les calcaires ou à des affleurements directement placés en sommet d'interfluve. Ces derniers ont une fraction argileuse formée par de la kaolinite pure, alors que le cortège des premiers est souvent dominé par des smectites -jusqu'à 70 %-, la kaolinite ne représentant que 30 à 45 % et l'illite étant toujours présente -10 à 20 %-. M. STEINBERG a expliqué cette situation par une évolution post-sédimentaire : les couches protégées par les calcaires auraient conservé leur caractère primitif, tandis que la percolation des eaux à travers les dépôts d'interfluvés accentuait la dégradation des minéraux fragiles et des smectites. Une telle transformation des phyllites est envisageable, mais il me paraît dangereux de vouloir la systématiser. Des altérites plus évoluées au moment de leur dépôt ont pu participer à l'accumulation et ne pas connaître d'évolution postérieure. Je crois préférable de prendre acte des différences minéralogiques et de distinguer trois catégories de terrains détritiques :

- des sédiments épuisés transportés après plusieurs remaniements depuis le socle au Paléogène inférieur -"Ilerdien" et "Bartonian"-,
- des sédiments nettement moins altérés parvenus dans les cuvettes lacustres peu de temps avant la précipitation des carbonates -Bartonian et Ludien ?-,
- des sédiments transportés ou remaniés après l'Oligocène inférieur et jusqu'à l'incision du réseau hydrographique -Miocène ou Plio-Quaternaire-.

L'étude de l'accumulation de Brenne permet de bien cerner les particularités sédimentologiques des deux premières catégories citées, mais elle apporte aussi beaucoup d'autres renseignements paléogéographiques.

b - LA BRENNÉ :

Longtemps assez mal connue, la cuvette de Brenne et son accumulation viennent de faire l'objet, dans un premier temps, d'une prospection par sondages profonds en vue de la recherche d'uranium, puis, dans un second, de recherches géologiques exhaustives [L. RASPLUS, 1978]. Je rappellerai les principales conclusions que le géomorphologue doit retenir de ces enquêtes ; elles concernent la nature, l'origine, l'âge et le volume des matériaux accumulés.

Grâce aux sondages, on connaît aujourd'hui la forme exacte de la "cuvette" de Brenne, composée en réalité de trois fosses, d'une profondeur variant entre 70 et 110 mètres, réunies en une seule gouttière allongée, d'Ouest en Est, sur 25 kilomètres et large, au maximum, d'une quinzaine. L'organisation des divers faciès qui la composent est désormais aussi à peu près établie (fig. 63).

- A l'Ouest, des formations à galets inférieures, d'âge cuisien vraisemblable, sont recouvertes par au maximum une trentaine de mètres de sédiments fins, argiles, marnes ou calcaires.
- Au centre et à l'Est, sur les argiles micacées lutétiennes, le "corps principal", épais de 20 à 90 mètres, occupe toute la colonne sédimentaire.

L'ensemble de ce matériel est assez hétérogène sur le plan de la granulométrie ; il présente, imbriquées les unes dans les autres, de larges et minces lentilles, dont certaines sont purement argileuses, d'autres à matrice sablo-graveleuse emballant des galets, tous les intermédiaires possibles pouvant être recensés. L'unique exception à cette organisation fluviale a été repérée par L. RASPLUS dans la partie occidentale de la Brenne, là où les faciès carbonatés -marnes et calcaires- suggèrent l'existence d'un milieu lacustre. Si d'autres particularités se rencontrent, elles affectent la structure alluviale et sont liées tout simplement à l'évolution diagenétique ; elles correspondent le plus souvent à une consolidation du matériel. Une cuirasse ferrugineuse s'est formée à la partie supérieure de la série, on la retrouve aujourd'hui au sommet des collines qui accidentent la Brenne : les "boutons" ; des grésifications se sont produites à tous les niveaux de la colonne sédimentaire, elles constituent le célèbre "grison" brennou. Grâce à L. RASPLUS, la pétrographie de ces terrains est désormais bien connue.

- Les galets sont surtout nombreux à la base. L'écrasante majorité d'entre eux correspondent à du quartz, mais on y rencontre aussi des roches siliceuses empruntées aux couches jurassiques -galets de plus grosse taille- et de très rares fragments de matériel cristallin [2 % selon L. RASPLUS, 1978, p. 221].
- Les sables sont franchement arkosiques avec une teneur moyenne de 16 % de feldspaths potassiques. L. RASPLUS a toutefois noté que des feldspaths calco-sodiques, totalement absents des horizons superficiels, apparaissaient dans la masse du dépôt, mais il a aussi observé une diminution sensible des pourcentages de tous les feldspaths -11 %- pour les horizons les plus profonds. A l'exoscopie, les quartz ont révélé des formes non usées à l'exception, là encore, des horizons inférieurs, où l'apparition de grains émoussés luisants doit être mise sur le compte du remaniement de sables marins crétacés. L'analyse du cortège de minéraux lourds a enfin montré la prépondérance des minéraux ubiquistes résistants -tourmaline plus de 70 %, zircon près de 10 %, oxydes de titane 4 %- sur les minéraux du métamorphisme -andalousite 8 %, staurotide 5 %-.

- Les argiles du corps principal offrent une variété certaine, en accord étroit avec les changements de granulométrie. On constate, en effet, que les lentilles de matériel argileux voient dominer les smectites, que les niveaux les plus sableux sont riches en kaolinite, et que ces deux minéraux s'équilibrent dans les couches de granulométrie intermédiaire. La kaolinite étant parfois exclusive dans des passées argilo-sableuses, la règle des rapports nature des argiles-taille des particules souffre de notables exceptions ; celles-ci ne la remettent pas en cause pour autant car elles coïncident presque toujours avec des grésifications, c'est-à-dire avec des sédiments transformés par la diagenèse.

En fait, deux types d'explication peuvent rendre compte de la nature des argiles de Brenne comme des autres caractères des terrains paléogènes : l'héritage à partir des altérites développées sur le socle ou des transformations syn ou post-sédimentaires. Il va nous falloir examiner d'un peu plus près une question qui a déjà été abordée avec les argiles du Poitou.

L. RASPLUS a reconnu dans les terrains brennoux des alluvions de cours d'eau à régime contrasté remaniant les produits d'une pédogenèse non ferrallitique exercée aux dépens du socle. Le climat aurait été le principal responsable de l'évolution : L. RASPLUS a expliqué, par l'existence de saisons pluviométriques différentes, la formation d'altérites à kaolinite sur les zones hautes et de beidellites ferrifères dans les dépressions, ainsi que leur transport à l'occasion de crues brutales semblables à celles connues par les oueds des régions arides actuelles [p. 215]. Sans adhérer à l'ensemble de son interprétation -voir plus loin ma position sur son interprétation du climat-, j'admettrai bien volontiers que les sédiments de Brenne reflètent d'abord l'arrivée depuis l'amont de sols modérément évolués. L'absence de galets cristallins, les variations des rapports entre les quartz et les feldspaths méritent toutefois de retenir l'attention. Les horizons inférieurs de la Brenne apparaissent relativement évolués ; le remaniement de couches crétacées n'explique pas, à mon sens, tous leurs caractères et je me demande dans quelle mesure on ne doit pas y voir une conséquence de la mobilisation d'altérites "ilerdiennes" qui auraient été retenues sur le socle, au pied des reliefs de l'époque, avant d'être soumises à la pédogenèse lutétienne, puis d'être chassées par la crise bartonienne.

Ceci dit, il est, dans tous les cas, évident que les sédiments de Brenne ont été affectés par de notables transformations au moment de leur dépôt ou après. Nous avons vu que, pour M. STEINBERG, l'évolution post-sédimentaire avait pu être très forte ; il lui attribuait les différences minéralogiques entre alluvions des plateaux et alluvions parvenues dans les lacs, mettant l'opposition sur le compte d'une longue action de lessivage de la silice et du fer, tout au long des temps géologiques, à l'intérieur des dépôts non recouverts par des couches carbonatées. L. RASPLUS a rejeté l'explication pour les niveaux à kaolinite de la Brenne, il a fait observer avec juste raison que, d'un côté, les sédiments brennoux étaient "très argileux donc peu perméables", de l'autre, que des placages même peu épais pouvaient être riches en smectite [1978, p. 211]. Le problème revient par conséquent à s'interroger sur les transformations acquises à la suite d'une très longue période ou sur celles qui se sont opérées rapidement.

En ce qui concerne la nature des argiles, on peut croire avec L. RASPLUS à l'action prédominante de la "diagenèse précoce" pour reprendre l'expression de R. MEYER [1981]. Au demeurant M. STEINBERG paraît lui-même en avoir été convaincu, puisqu'il a expliqué l'apparition de la kaolinite des gisements des plateaux, non par "des conditions climatiques constantes, mais par une succession de remaniements, de lessivages, aboutissant à une homogénéisation presque parfaite du stock argileux" [1970, p. 134] et qu'il a attribué la genèse des beidellites ferrifères lacustres à une transformation interne dans un milieu confiné [p. 137].

D'autres modifications ont réclamé une plus longue durée. Il en est ainsi de l'apparition de la cuirasse "ferrugineuse terminale" ; son importance, par rapport aux rubéfections locales identifiées en sondage dans la partie supérieure du remblaiement, montre qu'elle s'est développée avec le temps. Mais c'est surtout la formation du grison de Brenne qui constitue, à mon sens, le meilleur exemple de changement long et gradué : la grésification, due à des néogenèses d'opale-cristobalite et au développement de calcédoine, me paraît plus liée à des circulations de la nappe phréatique qu'à une véritable pédogenèse.

Principalement hérités, localement transformés de façon notable par la diagenèse précoce ou tardive, les sables et argiles de Brenne posent moins le problème de leur origine -remaniements directs ou indirects d'altérites formées dans le Nord du Limousin- que celui de leur âge exact.

On retrouve en Brenne, mais de façon hypertrophiée étant donné que l'accumulation atteint jusqu'à cent mètres d'épaisseur, un phénomène identique à celui visible en Poitou sous les calcaires lacustres : l'arrivée d'alluvions granitiques. S'arrêtant aux ressemblances de faciès entre les terrains de transport du Poitou et la plus grande partie des matériaux déposés en Brenne, les auteurs classiques ont situé les uns et les autres à l'Eocène supérieur. P. JODOT [1947] a même avancé un âge bartonien pour les seconds à partir des relations entretenues par des placages détritiques périphériques à la Brenne et de petits gisements fossilifères plus ou moins bien datés [voir L. RASPLUS, 1978, pp. 118 à 125]. Les données acquises aujourd'hui imposent de reconsidérer cette affirmation.

Nous avons vu que l'étude des échantillons prélevés sur les sondages de Brenne avait permis à J. J. CHATEAUNEUF de découvrir des microflore d'âge divers -cuisien, lutétien- à la base des dépôts [et *alii*, 1977]. Celui-ci a identifié, toujours près du plancher des niveaux paléogènes, dans des argiles sableuses, "une microflore à Juglandacées, Myricacées et Euphorbiacées tout à fait comparable à celle de l'Auversien du Parisien"

[1977, p. 355]. La présence d'alluvions bartoniennes en Brenne est, par conséquent, certaine. Leur importance reste à préciser.

Plusieurs inconnues pèsent encore sur la position dans l'échelle stratigraphique générale du "corps principal" et des niveaux carbonatés occidentaux ; il s'y ajoute le problème des relations qui unissent les faciès détritiques et les faciès fins.

Le raisonnement s'appuie ici sur une unique indication paléontologique. J. J. CHATEAUNEUF [1977] a identifié à l'intérieur du "corps principal", au tiers supérieur de l'accumulation, une palynoflore très différente des précédentes puisque dominée par les conifères, pratiquement absents jusque-là. Elle lui a semblé "marquer un rafraîchissement notable qui pourrait se situer au niveau du Ludien supérieur ou à la base de l'Oligocène" [p. 355]. Avec leurs argiles fibreuses indicatrices d'un milieu très confiné, les niveaux carbonatés de l'Ouest de la Brenne -marnes et calcaires de Lingé- possèdent des faciès très typés (fig. 63). Parce qu'on doit les rattacher soit à leurs homologues de l'Eocène moyen ou supérieur, soit à ceux de l'Eocène terminal et/ou de l'Oligocène inférieur, ils fournissent des moyens de datation relative ou plutôt permettent d'échafauder des hypothèses. J'en proposerai trois différentes, en fonction des rapports qu'ils entretiennent avec le "corps principal".

- Situés sur des alluvions grossières à galets, semblables à celles qui ont livré une paléoflore cuisienne à la Roche-Posay, ces minces bancs de carbonates, contenant des calcaires microbréchiques, des nodules siliceux et de l'attapulgitite, pourraient bien appartenir à la génération des calcaires lacustres lutétiens. Si tel était le cas, ils passeraient latéralement aux argiles micacées fines recouvertes par le corps principal. On ne peut manquer de rappeler, à ce propos, que l'âge lutétien de ces argiles est un fait prouvé, et encore moins de noter l'identité remarquable des cortèges argileux des unes et des autres. Les implications de ces corrélations sont simples : le "corps principal" placé entre des couches lutétiennes et des niveaux éocène terminal ou oligocène basal serait à dater, pour une importante partie, du "Bartorien" au sens large.

- Dans une seconde hypothèse, la moins étayée puisqu'elle s'appuie uniquement sur des comparaisons effectuées à l'échelle régionale, les calcaires de Brenne constitueraient un faciès latéral des niveaux à kaolinite et à smectites des parties les plus profondes du "corps principal" ou en seraient légèrement postérieures. Ils se seraient alors éventuellement déposés au Bartorien, en même temps que d'autres calcaires lacustres du bassin de Paris -par exemple les calcaires de l'Anjou, voir ci-dessous-. Cette solution débouche également sur l'âge bartorien d'une fraction du "corps principal".

- Enfin, dans la dernière hypothèse, les niveaux carbonatés seraient soit contemporains des alluvions supérieures du "corps principal" -le passage s'opérant par variation latérale de faciès-, soit légèrement postérieurs. On devrait donc y reconnaître des dépôts contemporains de l'épisode lacustre de la transition Paléogène inférieur-Paléogène supérieur, d'extension régionale très importante -calcaires de Touraine, du Berry, de Montluçon-. Dans ces conditions, l'essentiel du jeu des structures et le plus gros de l'accumulation pourraient dater du Ludien et ne seraient pas à rattacher à la crise "bartonienne".

Il convient de ne pas exagérer le problème posé par la Brenne au paléogéographe, celui-ci est, dans l'affaire, moins gêné que le stratigraphe. Quelle que soit la solution adoptée, les estimations de volume ne varient pas dans de très fortes proportions, parce que les chiffres impliqués restent faibles. Avec un peu plus de 600 km² de superficie et une épaisseur moyenne de 50 mètres, la Brenne, tous faciès confondus, représente une masse de trente kilomètres cubes. La participation des terrains "bartoniens" à ce total devrait se placer, d'après les données paléontologiques actuelles, dans une fourchette comprise entre 5 et 20 km³. C'est ailleurs qu'il faut chercher des formations corrélatives si l'on veut démontrer, par leur présence, l'exercice d'une morphogenèse active sur le "versant parisien" du Massif Central.

c - LE CENTRE DU BASSIN ET SES MARGES OCCIDENTALES :

A la différence du Lutétien qui avait vu la mer atteindre des rivages abandonnés depuis le Crétacé, le Bartorien, dont le stratotype a été pris en Angleterre, là où le domaine marin conservait alors une certaine extension, a été marqué dans le centre du Bassin Parisien par des épisodes de brutales et amples régressions. Des phases lacustres ou d'avancée de la mer ont interrompu ces mouvements de retrait, mais nulle part le littoral lutétien n'a été atteint de nouveau.

Les géologues du Bassin Parisien ont pris l'habitude de diviser le Bartorien en deux sous-étages : l'Auversien, qui correspond en gros à la moitié inférieure du Bartorien stratotypique -il le dépasse même légèrement vers le bas-, et le Marinésien, équivalent du Bartorien supérieur. Cette division est commode, car elle permet de distinguer dans le centre du bassin deux séries d'événements.

Les dépôts auversiens sont séparés des calcaires lutétiens par une franche reprise d'érosion, à l'issue de laquelle la mer serait revenue par l'Ouest -sédiments marins du Vexin- pendant que des sables et des marnes -horizons du Mont S^t-Martin- et des calcaires lacustres comblaient, en Tardenois, une sorte de golfe. Ce sont ces calcaires, présents sous forme de galets dans la masse des sables d'Auvers, qui imposent d'envisager une seconde phase d'émersion et d'érosion avant l'accumulation des sables. Epais de 10 à 30 mètres, ceux-ci sont formés par des quartz et des débris d'organismes roulés, surtout de Nummulites ; les figures de stratifications très affirmées, ainsi que les grésifications du type beach-rock qui les affectent, permettent

d'envisager leur mise en place le long de plages. Pour le géomorphologue, il est évidemment très important de connaître la provenance de ce matériel sableux. A des apports d'origine orientale ou nordique, très accusés au niveau de l'horizon du Mont S^t-Martin, semblent avoir succédé des venues plus diversifiées, avec une domination des courants occidentaux : l'analyse des minéraux lourds montre en effet dans les sables d'Auvers une augmentation des espèces résistantes vers l'Est, de grandes quantités de grenat comme dans le détritique lutétien, à l'Ouest. Mais il se produit aussi une augmentation de la granulométrie des sables à l'Est et l'apparition dans cette région de courbes granulométriques bimodales indique des mélanges, donc selon toute vraisemblance la poursuite d'apports orientaux [C. CAVELIER *et alii*, 1980, p. 385].

A la fin de l'Auversien, une tendance au soulèvement des marges nord-est du golfe a provoqué une nouvelle phase d'émersion dont témoignent en de nombreux points des paléosols de type podzols tropicaux -grès humifères à traces de racines-. Le retour à des conditions propices à la sédimentation s'est produit au Marinésien, avec le dépôt, dans une lagune, des calcaires de S^t-Ouen. Leur plus grand développement dans la partie orientale de la cuvette montre une diminution des apports détritiques qui se sont cantonnés aux régions de l'Ouest, les niveaux marinésiens du Vexin étant franchement sableux sur toute leur épaisseur, soit une trentaine de mètres. Ces sables possèdent d'étroites ressemblances avec ceux de l'Auversien : leur granulométrie et leur minéralogie sont semblables. La situation géographique du dépôt pourrait être interprétée comme le résultat d'arrivées directes du massif ancien le plus proche, en l'occurrence le Massif Armoricaïn. En fait, cette idée doit être tempérée, la plupart des minéraux lourds existent par exemple déjà dans des stocks antérieurs, cuisien ou lutétiens. Dans la mesure où des rejeux de structures anticlinales -Bray, Vigny- ou faillées, ainsi que leur rôle sur l'alimentation du Marinésien en matériel grossier, peuvent être bien démontrés, il paraît logique d'attribuer l'essentiel de ces terrains détritiques à de simples remaniements locaux. Pourtant la présence d'épandages sableux de cet âge sur la périphérie de la cuvette centrale du Bassin Parisien et jusqu'en limite du socle, notamment en direction du Massif Armoricaïn, doit inciter à la prudence.

La position stratigraphique des sables et des formations à galets, souvent consolidés -"grès à sabals", grès "ladères"-, qui jalonnent la bordure orientale du Massif Armoricaïn, de la Normandie à l'Anjou en passant par le Maine, est très incertaine. L'existence de plusieurs générations, malgré la similitude des événements susceptibles d'expliquer tous ces faciès -remaniement alluvial de vieilles altérites, diagenèse-, ne doit pas faire de doute. Comparables aux phénomènes observés sur les marges méridionales -voir pages 283 à 286 et ci-dessous-, quelques-uns des sédiments en question démontrent la présence effective de sédiments éocènes supérieurs.

La découverte de restes paléontologiques, faune ou flore, à l'intérieur des grésifications n'a pas toujours contribué, au contraire de ce que l'on pourrait croire, à éclairer le débat sur leur âge. La difficulté des attributions stratigraphiques a été accrue dans la région par le faciès sableux des couches du Crétacé supérieur. Partout où les sables marins crétacés affleuraient, les grésifications paléogènes les ont affectés, parfois sans les remanier, donnant l'illusion de grésifications mésozoïques. J. WELSCH [1897], en se basant sur la faune crétacée contenue par la roche, a ainsi affirmé l'âge sénonien des grès à sabals de l'Anjou. Aujourd'hui, on doit considérer que la démonstration de l'âge éocène de nombreuses grésifications est faite. La fréquence des fossiles marins brisés ou roulés est un indice de remaniement, bien que l'on ne puisse écarter a priori l'hypothèse d'un tel processus dès le Crétacé supérieur. La granulométrie et la couleur différente des sables gréseux par rapport à leurs homologues du Sénonien constituent un second critère de distinction, mais il n'est pas non plus déterminant. L'argument décisif, à ce sujet, est représenté par la superposition des grès à des couches fini-crétacées, voire éocènes.

- La première situation s'observe à la limite sud-orientale du secteur, en Touraine, où des alluvions sableuses grésifiées reposent sur le Sénonien argilo-siliceux [L. RASPLUS, 1978].

- La seconde situation est la plus intéressante. A. BIGOT [1897] a montré l'existence, à Fyé, de grès superposés à un horizon argileux fossilifère contenant, entre autres, *Potamides rapidum*, espèce considérée aujourd'hui comme caractéristique du Lutétien supérieur et de l'Auversien. L'âge éocène des sables de Fyé vient, du reste, d'être confirmé par J. J. CHATEAUNEUF qui y a découvert une association palynologique à *Retiovoipollis parisiensis* tout à fait comparable à celle de l'Auversien de la région parisienne [J. J. CHATEAUNEUF, 1980, p. 282].

En dehors des nombreux fossiles marins qu'ils remanient, les sables grésifiés de l'Ouest avaient très tôt attiré l'attention des paléontologues par leur richesse en macrorestes végétaux. En Anjou, ils doivent leur nom à de multiples empreintes de feuilles de palmiers assez semblables aux sabals actuels de l'Amérique du Nord. Leur signification stratigraphique étant mince, ils n'ont pas permis de dater les sédiments qui les contiennent. Seules quelques autres découvertes de végétaux fossiles ont apporté des indications plus précises ; selon G. LECOINTRE [1947] certaines espèces seraient bartoniennes. Les indications les plus sûres restent fournies par les relations stratigraphiques que les grès entretiennent avec les calcaires lacustres éocènes. Ces derniers sont fossilifères, malheureusement leur malacofaune continentale a entraîné de vives discussions entre spécialistes. On peut néanmoins admettre actuellement :

- qu'affleurements et sondages permettent de s'assurer, comme en Gâtinais ou en Poitou, de la subordination la plus fréquente des dépôts grésifiés aux couches carbonatées, des placages grossiers pouvant localement les recouvrir ;

- que l'âge des calcaires n'est pas partout identique. L. RASPLUS dans sa thèse [1978, pp 50 à 57] a conclu, à partir des déterminations de Mollusques mais aussi de Characées, à l'âge bartonien supérieur

-marinésien- des calcaires d'Anjou, du Maine, de la Sarthe et à celui ludien supérieur des calcaires de Touraine.

On ne peut pas contester qu'une partie des alluvions sableuses grésifiées du Sud-Ouest du bassin de Paris soit éocène, voire, pour une fraction sans doute non négligeable, bartonienne. Leur mise en mouvement a-t-elle correspondu pour autant à une forte reprise d'érosion et doit-on suivre C. KLEIN, lorsqu'il évoque des "pédiments normands" [1973, p. 463] ? J'observerai en guise de réponse que, d'une part, les volumes de matériaux avec des épaisseurs rarement supérieures à une dizaine de mètres, paraissent avoir été modestes et que, d'autre part, les remaniements à faible distance ont été, à l'image des faits bien établis dans le centre du bassin, extrêmement nombreux, sinon prépondérants. Nous allons réexaminer cette question pour l'ensemble des marges méridionales, là où des apports du Massif Central sont effectivement parvenus, ce qui nous permettra par la même occasion de dresser un bilan général.

d - LES MARGES MERIDIONALES DU BASSIN :

Les observations réalisées en Poitou et en Brenne conduisent à affirmer la présence de sables granitiques répandus au Bartonien par des cours d'eau issus du Massif Central. Leur volume apparaît cependant plus réduit que ne pouvait le laisser croire la "tradition" géologique pour laquelle tous les placages de ces régions appartenaient à la seule génération éocène supérieure.

La meilleure preuve de l'ampleur limitée de la crise "bartonienne" dans le Bassin Parisien et sur les portions de massifs anciens qui l'entourent, est fournie à mon sens par l'absence, au centre de la cuvette, de matériaux issus directement du socle. Les sables marins ont été alimentés par des reprises locales aux régions soumises à des mouvements positifs, et les lagunes côtières ont vu précipiter des séries calcaires. Cette dernière remarque ne signifie pas que la morphogenèse soit restée inactive sur le "versant" parisien du Massif Central ; les sables bartoniens du Poitou et de la Brenne assurent d'ailleurs du contraire. Pour cerner les effets de la reprise d'érosion avec le maximum de précision possible, il faut évaluer l'extension des décharges bartoniennes d'origine massif-centralienne.

Celles-ci se sont produites du Poitou jusqu'au Morvan. En dehors de la Brenne et de ses annexes, "Petite Brenne" à l'Ouest, région du Lys S^t-Georges et de Lignéres à l'Est, un autre secteur pourrait bien avoir accueilli à l'Eocène supérieur des quantités notables d'altérites venues du socle méridional : les plaines de la Loire et du Loing qui joignent le Bourbonnais et la cuvette centrale. M. THIRY, analysant les alluvions à galets siliceux du Gâtinais, a montré l'existence en leur sein de 1 à 3 % de fragments roulés de grès ou de conglomérats siliceux prélevés à la première génération d'alluvions, aux poudingues de Nemours [1979]. Suivant l'opinion de J. GRAS [1963, p. 199], la démonstration du caractère hétérochrone des nappes de galets du bassin du Loing a été solidement établie. Rien ne permet de prétendre que ces alluvions sont toutes bartoniennes ; on renouvellerait ainsi, avec une autre hypothèse, l'erreur de P. JODOT pour lequel l'ensemble des galets siliceux du Gâtinais auraient été amenés par un fleuve dont la position stratigraphique entre les calcaires de Briare -Ludien moyen- et ceux de Châteaulandon -Ludien terminal- donnait l'âge. Les patients travaux de minéralogie entrepris par J. TOURENQ tendent, du reste, à prouver que des remaniements se sont produits dans le secteur jusqu'à une époque très récente [voir, entre autres, J. TOURENQ *et alii*, 1978]. Le problème est donc de réserver au Bartonien sa juste place. Certaines observations permettent de soupçonner sa présence : la plus probante est la reconnaissance, sous les calcaires ludiens, d'argiles et de sables rubéfiés -sondages réalisés dans la région de Dampierre-. Un fait est cependant établi : aucune structure en creux d'âge bartonien n'a joué dans le Sud-Est du Bassin Parisien ; il n'y a pas eu sédimentation sur une forte épaisseur. Au maximum, les alluvions ont pu s'accumuler sur quelques mètres. Ce point est important, il est utile pour mesurer le volume du matériel déplacé par la crise.

Des jalons alluviaux attribuables au Bartonien occupent, du Poitou au Nivernais, le bassin de Paris méridional, soit une superficie d'environ 20 000 km². En admettant que le Bartonien ait recouvert l'intégralité de cet espace sur une épaisseur de 10 mètres, les volumes d'alluvions déposés auraient représenté 200 km³ ; or il n'est pas difficile de s'assurer que l'hypothèse de la couverture intégrale est irrecevable. On sait, d'une part, que, parmi les nappes alluviales disséminées à la surface des plateaux calcaires, beaucoup sont antérieures ou postérieures à l'Eocène supérieur, d'autre part, que de vastes portions des auréoles secondaires étaient à cette époque dégagées de toute couverture détritique. Les lacs ludiens du Sud du Bassin Parisien et la nature de leurs sédiments en administrent la preuve. Inaugurés au début de la période suivante, au Ludien moyen, les mouvements du sol qui ont créé de nombreuses dépressions, ont provoqué des reprises d'érosion très locales et la sédimentation d'altérites représentatives de petits bassins-versants périphériques. Des matériaux fins à grossiers ont ainsi gagné les cuvettes lacustres [G. LABLANCHE, 1982, pp. 85 à 89]. L'abondance des carbonates et la modestie des argiles sableuses révèlent sans ambiguïté l'extrême discontinuité de la trame alluviale sur de vastes secteurs.

Au grand maximum, et en prenant en compte les altérites de la cuvette de Brenne, il ne me semble pas que les apports du Massif Central à ses marges sédimentaires septentrionales aient pu atteindre 100 km³ ; c'est pourtant ce chiffre que je retiendrai dans mon estimation. On remarquera, une nouvelle fois, que l'ampleur des retouches apportées par l'érosion éocène sur la partie nord du Massif Central a été très mesurée.

3 - LA CRISE "BARTONNIENNE" A L'EST DU MASSIF CENTRAL :

Elle a été dans ce domaine nettement plus importante que la crise "ilerdienne" ou, plutôt, elle a laissé des traces beaucoup plus visibles. Les grandes structures des fossés du Paléogène supérieur se sont esquissées avec elle.

En Bresse, les interprétations des grands sondages les plus récents donnent un âge bartonien aux formations plus ou moins détritiques qui ont rempli les premières ébauches des fossés [A. LEFAVRAIS-RAYMOND *et alii*, 1984]. La pétrographie des sédiments remontés, surtout des grès argileux, accompagnés de passées plus grossières à galets à proximité des bordures, montre que l'érosion remaniait alors des matériaux locaux. On ne peut manquer de rapprocher ces observations de celles opérées sur la bordure ouest de la Bresse, en Mâconnais.

Nous avons vu qu'il existait là, entre les silicifications et les conglomérats à ciment calcaire du Paléogène supérieur, des "argiles à silex remaniées" pour reprendre la terminologie employée par M. O. BRUNY [1981] -formation de Verchiseuil de J. P. PERTHUISOT [1967]-. L'imprécision de la stratigraphie régionale, avec les deux seuls repères des conglomérats "chattiens" et des silicifications éocènes, a déjà aussi été signalée. On ne dispose pas, en Mâconnais, de beaucoup d'éléments susceptibles d'éclairer le problème de l'âge de ce matériel, l'intervalle entre l'Eocène moyen -silicifications ?- et le "Chattien" laissant une marge considérable.

M. O. BRUNY a proposé une description de ce matériel. Sa fraction grossière comporte parfois des blocs ou des galets de conglomérat siliceux, des galets de grès ou d'arkoses. Les sables, formés uniquement par du quartz, contiennent un cortège de minéraux lourds résistants -80 à 90 %- complétés par des espèces du métamorphisme, très différentes d'un secteur à l'autre. Les argiles, enfin, sont composées à près de 90 % par de la kaolinite, mais celle-ci n'est jamais exclusive, au contraire des dépôts situés sous la dalle siliceuse.

Tous les caractères énoncés indiquent que ce matériel, dont la nature alluviale est incontestable -galets-, a été pour l'essentiel formé par un remaniement des sédiments antérieures aux silicifications. Analysant le contexte paléogéographique ayant présidé au dépôt, M. O. BRUNY a mis l'épisode en liaison avec la crise tectonique ayant entraîné la formation de la Bresse [p. 133 à 135]. Dans l'état actuel des connaissances, on peut la suivre dans sa proposition, car il existe au Sud, dans la région lyonnaise, là où le seuil limitant la Bresse louhannaise de la Bresse méridionale s'extrait du bassin -seuil de Limonest, voir page 364-, un argument sérieux pour étayer une telle interprétation : le lambeau de terrains "sidérolithiques" de transport piégé dans la poche karstique de Lissieu. Le sédiment rubéfié de Lissieu, formé par de l'argile kaolinique, du sable et une fraction caillouteuse, appartient à un type très répandu au toit des séries mésozoïques carbonatées de l'Est du Massif Central -Mâconnais, Bas-Dauphiné, Savoie-. Bien qu'ils puissent s'être mis en place à des moments très différents, on doit admettre que de tels dépôts sont des témoins d'une phase de morphogenèse active. Or, à Lissieu, on obtient l'assurance qu'une de ces phases s'est bien déroulée au Bartonien. D'une part, le gisement en question possède une riche faune de Vertébrés qui avait été datée du Lutétien par C. DEPERET à la fin du 19^{ème} siècle, mais que les mammalogistes s'accordent aujourd'hui à placer au Bartonien inférieur -Auversien du bassin de Paris-. Les stratigraphes possèdent, d'autre part, une confirmation de cet âge, puisque l'on a retrouvé dans la poche fossilifère des fragments de calcaire lacustre d'âge lutétien supérieur.

Plus on va vers le Sud, plus on a confirmation de la réalité et de l'ampleur de la crise "bartonienne". Dans les sondages du Bas-Dauphiné et de la région de Valence, le "Bartonien" au sens large semble presque partout présent ; il affleure en bordure du fossé rhodanien, du côté du Massif Central comme dans les Préalpes.

Bien décrits par G. LATREILLE dans sa thèse [1969, pp. 29 à 37], des sables argileux blancs sont visibles au contact du socle en au moins trois secteurs entre Vienne et Tournon -gisement d'Auberives-sur-Varèze, de Douévas et de Larnage-. La matrice argileuse -kaolinite exclusive- en est très banale. En revanche, les sables, où quartz et minéraux lourds résistants, en grosse majorité, s'opposent à une petite quantité de feldspaths et d'espèces caractéristiques du métamorphisme, constituent une première curiosité. La seconde réside dans une fraction grossière remarquable par sa diversité granulométrique et pétrographique. Accompagnant un grand nombre de galets et de blocs siliceux -quartz, silex, grès- parfois énormes, des fragments de roches cristallines ou cristallophylliennes y sont visibles. P. MANDIER [1984, p. 35] a même signalé la présence de galets siliceux très légers dans lesquels il a reconnu d'anciens grès à ciment calcaire.

De l'autre côté du Bas-Dauphiné, les premiers plis des Préalpes présentent, à la base des terrains paléogènes accumulés dans les ondulations synclinales, un matériel assez différent de celui qui vient d'être évoqué. Observables le long de la bordure occidentale du Vercors, de Beauregard-Baret à Hostun, et surtout de part et d'autre du synclinal du Royans, il s'agit de sables fins et homogènes aux couleurs vives, blanches ou rouges. G. LATREILLE [1969] a démontré par les minéraux lourds les rapports qu'entretenaient les sables du Royans avec les séries détritiques du Crétacé moyen. B. PORTHAULT [1969] a du reste émis des réserves sur l'âge tertiaire de ces dépôts, en notant qu'à l'image des faits déjà reconnus en Diois ou dans les Baronnies, et dans l'attente de preuves paléontologiques, on ne saurait exclure la mise en place d'une partie au moins de ces alluvions par un épisode continental du Crétacé supérieur. Une grande prudence est donc nécessaire pour l'instant ; on doit néanmoins constater que le seul indice possédé par le stratigraphe va dans le sens d'un âge effectivement éocène supérieur de ces sables : des argiles sableuses de faciès "sidérolithique",

accumulées dans une poche karstique ouverte au toit des calcaires urgoniens de Chartreuse, à proximité des Echelles, ont livré, avec une mâchoire de *Lophiodon larteti* indiquant l'Eocène sans précision, une faune considérée aujourd'hui comme auversienne [C. CAVELIER, 1984, p. 401].

A mon avis, le plus sûr élément de démonstration de l'âge éocène supérieur des faciès bordiers repose sur l'analyse des grands sondages et sur un rapide raisonnement paléogéographique. La plupart des forages réalisés dans le substratum du Bas-Dauphiné ont traversé, avant d'atteindre le Crétacé, des dépôts argilo-sableux bigarrés de type "sidérolithique". On en a retrouvé au sommet du "môle" Montmirail-Bizonnes comme à la base de la fosse de Valence -voir pages 366 et 367 et fig. 76-, où plus de 200 mètres de "sables et grès grossiers graveleux arkosiques à ciment argileux rouge à brunâtre" s'enrichissent à l'approche du socle de "galets de granite et de roche métamorphique" [B. ALABOUVETTE *et alii*, 1984]. Cette couche me paraît faire le lien entre les sédiments du même type visibles le long des bordures. Considérée dans son ensemble, la couche en question, plus épaisse-dans l'axe des fossés- ou moins épaisse-dans les secteurs ayant résisté à l'affaissement-, possède une signification précise. On ne peut y reconnaître des faciès de régression marine du Crétacé supérieur, ni des formations corrélatives jalonnant une topographie modérément déformée -paléocène ou "ilerdienne"- ; elle traduit l'accumulation, dans un fossé en cours d'organisation, d'une quantité déjà importante de matériaux évolués ou moins évolués issus de bassins-versants dont la taille reste à définir. Il est à partir de là certain, parce que la structuration de la plate-forme ouest-européenne s'est faite avec une logique qui apparaît de mieux en mieux aux paléogéographes, que l'arrivée des décharges détritiques inférieures a précédé de très peu la distension du Paléogène moyen. Par comparaison avec ce que l'on observe presque partout à la périphérie, mais aussi à l'intérieur du Massif Central, je crois convenable un âge "bartonien" au sens large.

Les volumes mis en jeu par la crise éocène supérieure dans le couloir séquano-rhodanien sont loin d'être négligeables. Évalués grâce aux sondages, ils représentent près d'une centaine de kilomètres cubes en Bresse et plutôt plus -120 km³ environ- dans la fosse de Valence. L'inconnue principale est, ici, la part prise par les zones de plates-formes ou les seuils, sur lesquels les renseignements manquent souvent. C'est dans l'estimation du Bas-Dauphiné, où ces zones occupent le plus d'espace, que le problème est gênant. Cinquante kilomètres cubes supplémentaires seront ajoutés pour tenir compte du phénomène. Au total le "Bartonien" représenterait une masse d'un peu moins de 300 km³ de sédiments à l'Est du Massif Central. Ce chiffre ne correspond pas toutefois à des apports venus uniquement du socle. Il est indispensable de s'interroger sur l'origine exacte du matériel ; nous ne le ferons qu'après avoir analysé les événements bartoniens du Sud-Est, car ils contribuent à éclairer ce problème.

En rive gauche du Rhône, il est plus ou moins difficile d'identifier le "Bartonien". Il n'y a guère d'obstacle lorsque des calcaires lutétiens ont été repérés, il y en a plus quand les niveaux sablo-argileux rubéfiés entrent en contact directement avec les couches crétacées. J. M. TRIAT a insisté sur l'extension et la signification des sables rouges bartoniens dans tout le domaine rhodanien, soulignant un caractère évoqué à de multiples reprises dans les pages précédentes : l'importance des remaniements locaux [1979, pp. 203-204 et 217-221]. A cause de ce phénomène, il est indispensable de se montrer prudent ; certains de ces sables, non datés, pourraient appartenir à une autre époque. On a pourtant l'assurance que, dans cette région, à l'Eocène supérieur, les mouvements du sol ont chassé des altérites dans les nombreuses structures en voie d'effondrement. A l'intérieur du bassin de Mormoiron, le Bartonien est représenté par une partie des sédiments détritiques qui se placent entre les calcaires lutétiens de Jocas et les niveaux carbonatés ludiens. Par analogie avec ce matériel, T. EMRE et G. TRUC [1978] ont été conduits à admettre l'âge bartonien à ludien inférieur des conglomérats à éléments de calcaires et de silicifications -Lutéien ?- qui affleurent dans le Sud du bassin de Valréas. La crise "bartonienne" s'est donc traduite en rive gauche du Rhône, par des phénomènes très similaires à ceux de la crise "ilerdienne" -voir pages 288 et 289- ; il est même vraisemblable que les formations corrélatives des deux épisodes s'additionnent là où les calcaires lutétiens ne sont pas -ou plus?- présents. Une remarque s'impose naturellement : tout ce qui a été dit de l'origine des altérites "ilerdiennes" doit l'être à nouveau ; les arrivées directes du Massif Central au "Bartonien" ont été pratiquement nulles : une démonstration basée sur l'origine des sédiments des fossés du Languedoc peut être réutilisée une seconde fois.

Les grandes structures sous-cévenoles, d'Alès à St-Martin-de-Londres, possèdent toutes des niveaux d'argiles sableuses ou de marnes rubéfiées azoïques. Là encore le Bartonien n'est identifié de façon certaine que dans les bassins où des calcaires lutétiens se sont déposés. C'est le cas de plusieurs fossés -voir pages 288 et 289-, en particulier des fossés d'Alès et de Sommières où des sables argileux et des marnes à intercalations de bancs gréseux ou conglomératiques, épais de 80 à 150 mètres, séparent le calcaire lacustre d'Aigalier des calcaires à *Potamides aporoschema* du Ludien. La même disposition se rencontre dans la région montpelliéraine, mais les terrains montrent ici des liens encore plus évidents avec une tectonique très active, puisqu'on y observe, en association avec des marnes et des argiles, au moins deux niveaux de brèches liées au jeu des principales déformations -pli de Montpellier, Pic St-Loup-. Or il n'est pas difficile de montrer pour tous ces dépôts éocènes supérieurs l'importance, pour ne pas dire l'exclusivité, de la provenance méridionale des apports. Malgré leur situation à proximité du socle et des Cévennes, les matériaux n'indiquent, suivant la démonstration effectuée par P. DEMANGEON [1959], aucune arrivée directe d'éléments siliceux. Les séries bartoniennes du fossé d'Alès -"synclinal" des Plans, région d'Euzet- sont formées à 100 % dans leur fraction grossière de graviers et de galets mésozoïques : calcaires urgoniens et rares silex. On objectera peut-être que l'absence de terrains primaires pourrait s'expliquer dans cet exemple précis par la position des dépôts sur la bordure sud-orientale du fossé, la dissymétrie structurale empêchant de cerner la nature du Bartonien du côté

des Cévennes. Dans le fossé de Sommières, où les couches éocènes affleurent au Nord-Ouest de la dépression -régions de Robiac et de Fontanes-, les constatations sont pourtant identiques ; les galets sont empruntés dans leur totalité aux couches secondaires : calcaires, silex et grès. Encore plus révélatrice, la fraction sableuse possède une minéralogie et surtout une morphoscopie, avec des grains de quartz émoussés ou arrondis, caractéristique des sables marins crétacés. Des résultats en tous points semblables ayant été recueillis dans le bassin de S^t-Martin-de-Londres, la conclusion tirée par P. DEMANGEON [1959, p. 147] s'impose : "les dépôts détritiques du Languedoc oriental ont été -à cette époque- presque entièrement formés par la destruction des reliefs calcaires dépendants de la chaîne pyrénéo-provençale". On peut, me semble-t-il, étendre cette conclusion au domaine rhodanien méridional. Cela signifie que le Massif Central a exporté peu ou très peu d'altérites en direction du Sud-Est : les fossés du Languedoc et de Provence étaient entourés par un "haut pays" au Sud et des reliefs peu affirmés au Nord. Il est inutile de chiffrer les volumes sédimentaires accumulés dans ces structures, puisque le socle ne les a pas ou très faiblement alimentées en produits détritiques. Sur les marges orientales du Massif, le problème des formations corrélatives issues de la morphogenèse bartonienne se limite à l'estimation des quantités de matériaux expédiés en direction de la Bresse et du Bas-Dauphiné ; il n'est cependant pas simple à résoudre. Sa solution ne me paraît pouvoir passer que par une réflexion sur les divers renseignements fournis par les sédiments.

Les dépôts bartoniens de la bordure orientale du Massif Central sont formés de trois fractions -blocs et galets, sables, argiles- dont la signification est différente. Je ne surprendrai personne en soulignant qu'ils correspondent à des apports de distance variable ; c'est tout d'abord ce point que je détaillerai.

La granulométrie très grossière du matériel a souvent été interprétée comme un témoignage de forts reliefs, au sens actuellement donné à l'expression. J'ai par exemple cité l'avis de P. MANDIER qui a parlé, pour expliquer les particularités des formations de Douévas, de "compartiment montagnard" à l'emplacement du socle [1984, p. 35] -voir pages 292 et 293-. Tel n'est pas du tout mon sentiment ; il faut insister sur l'explication d'un phénomène qui a concerné la plupart des fossés internes du Massif Central tout au long du Paléogène supérieur. Si un véritable arrière-pays montagneux avait existé, la diversité pétrographique des plus gros éléments -blocs et surtout galets- aurait été très grande ; or, on rencontre systématiquement des natures de roche qui démontrent la faible longueur -deux à trois kilomètres au maximum- du bassin-versant. Certains y verront peut-être un effet de l'agressivité chimique des eaux fluviales et de la rapidité de la désagrégation du matériel cristallin ; la présence de galets en position très avancée à l'intérieur de certains bassins, dans les "deltas" formés par les principales artères du réseau hydrographique, infirment à mon sens cette idée. La fréquence des blocs en bordure des fossés doit effectivement être mise en relation avec l'existence de fortes pentes. Seules ces dernières ont pu permettre leur déplacement, mais tout indique qu'elles étaient courtes puisque la distance parcourue a été très faible. Je mettrai donc l'apparition d'une fraction grossière au sein de l'accumulation bartonienne sur le compte du jeu de structures -flexures ou failles- susceptible d'avoir créé des pentes, voire de véritables talus, d'une raideur notable mais d'ampleur limitée. Quoi qu'il en soit, en dépit de leur caractère spectaculaire, ces apports courts représentent une infime minorité du total des sédiments, la majorité sablo-argileuse étant la conséquence de transport à moyenne et longue distance.

A l'autre bout de l'échelle granulométrique, les argiles constituent la fraction détritique à la fois la plus importante et la plus intéressante pour la détermination de l'origine des matériaux les plus lointains. L'étude de leur nature a été abordée pour la Bresse par C. SITTLER [1965, pp. 228-243]. Il a rencontré, dans les formations éocènes marno-conglomératiques ou gréseuses, surtout des "argiles détritiques" du type illite, "pure en bordure du Jura, ou associée à de la kaolinite dans les régions de seuil et vers les bords de la cuvette bressanne" [p. 240] ; des minéraux interstratifiés illite-smectite et plus rarement des smectites pour les faciès carbonatés s'y adjoindraient. En dehors des smectites, dont la néoformation en milieu lacustre confiné lui a paru probable, C. SITTLER a considéré que ces roches étaient héritées dans le cadre d'une période avant tout marquée par l'activité tectonique : on peut accepter cette idée sans hésitation. Le problème de la provenance de l'illite reste cependant posé. J'aurai tendance à la croire reprise aux couches du Jurassique dans lesquelles elle domine largement. La démonstration en est à mon avis assurée par sa présence exclusive sur la bordure jurassienne, alors qu'à proximité du Massif Central la nature des phyllites montre toujours une forte représentation de la kaolinite. Parce que l'analyse des événements bartoniens à l'intérieur du Massif va nous apporter l'assurance qu'une couverture pédologique évoluée s'était maintenue -ou reconstituée ?- au Lutétien sur la plus grande partie du socle, il est difficile de supposer l'illite prélevée directement aux roches cristallines ou métamorphiques. Si le raisonnement est exact, on aurait la preuve d'une participation active des marges orientales du Massif à la sédimentation de la dépression séquano-rhodanienne. Une bonne moitié des volumes accumulés au Bartonien pourrait, ainsi, être attribuée à une provenance directe du socle ; c'est l'hypothèse que je retiendrai, non seulement pour la Bresse mais aussi pour le Bas-Dauphiné. La crise "bartonienne" serait responsable à l'Est du Massif Central de l'entraînement, dans les fossés de la Saône et du Rhône en voie de création, d'environ cent cinquante kilomètres cubes d'altérites.

Ce bilan plutôt faible ne doit pas être considéré comme un signe d'une absence de morphogenèse à l'intérieur du Massif Central. Deux remarques méritent à ce sujet d'être faites : d'une part la période a été assez courte en durée, d'autre part une quantité non négligeable des produits de l'érosion ont été retenus sur le socle lui-même.

4 - LA CRISE "BARTONIENNE" A L'INTERIEUR DU MASSIF CENTRAL :

Le Massif Central, qui a conservé très peu de sédiments d'âge éocène inférieur et guère plus de matériel éocène moyen, est relativement riche en dépôts de l'Eocène supérieur. Ceux-ci sont, surtout, disséminés sur une vaste surface, ce qui montre une réaction d'ensemble du socle vis-à-vis de la crise "bartonienne".

On ne dispose pas partout des mêmes indices pour dater les dépôts de cette période.

- Le premier critère, en général le seul, est la position stratigraphique des niveaux, sédimentologiquement distincts des terrains du Paléogène supérieur et situés à leur base. Sur cet argument, on peut croire à l'âge "bartonien" au sens large des séries inférieures des limagnes de la Loire -bassin du Puy en particulier- et de l'Allier, ainsi qu'à certains niveaux des bassins du Nord du "Sillon Houiller" -Gouzon, Montluçon, Cosne-.

- Le Bartonien a été identifié grâce à la paléontologie dans les petits bassins du Rouergue [B. MURATET, 1983] et l'Eocène supérieur -Bartonien et/ou Ludien- reconnu dans les microflores récoltées sur les carottes des sondages de la Grande Limagne [G. GORIN, 1975].

a - LA CRISE "BARTONIENNE" EN ROUERGUE :

Pendant très longtemps, les dépôts qui jalonnent l'extrémité sud du "Sillon Houiller" et le Rouergue sont demeurés pratiquement inconnus. Les argiles à graviers plus ou moins rubéfiées et les niveaux carbonatés qui les interrompent avaient été rapportés par analogie de faciès aux couches oligocènes de la région de Cordes -cartes géologiques au 80.000^{ème}-. Tout récemment, B. MURATET et R. SIMON-COINÇON viennent d'en reprendre l'étude.

Dans le bassin de Maurs, B. MURATET [1983] a reconnu deux secteurs dont l'évolution aurait été différente (fig. 64).

Au Nord, autour de Maurs, un premier petit bassin en forme d'amande -six kilomètres de long sur deux de large-, orienté N 150 E, présente en apparence des niveaux plus anciens que ceux du fossé principal centré sur la région de St-Santin -10 km de long sur 5 de large-. C'est pourtant dans ce dernier que B. MURATET a obtenu les données les plus précises. Il a distingué de bas en haut (fig. 64).

- Un conglomérat polygénique, dit "conglomérat de la Belonie", épais d'une dizaine de mètres. Il repose en discordance sur le Primaire -micaschistes et "houiller"- et il est formé de fragments de quartz souvent bien roulés, de micaschistes, de grès primaires consolidés par un "ciment ferrugineux dense" dans lequel la goéthite est présente sous forme de croûtes mamelonnées et zonées ou de pisolithes [p. 96]. Bien visible sur la bordure sud du bassin, il se prolongerait très loin en direction de la région de Decazeville et du "déroit" de Rodez, en perdant sa coloration rouge et en se chargeant de silice sur les roches cristallines. Il deviendrait alors un équivalent des silicifications du Rouergue -voir ci-dessous-.

- Une première couche carbonatée d'une quarantaine de mètres d'épaisseur, les "calcaires de la Valette", vient ensuite, jalonnée à sa base par un pavage de galets et de blocs de quartz -jusqu'à 30 cm-. Elle contient de nombreuses venues détritiques et correspond à des dépôts de plaine marécageuse au milieu de laquelle se déposaient des argiles smectitiques, du calcaire et un peu de dolomite. Sur des critères stratigraphiques et par comparaison avec les données fournies par le fossé d'Asprières -voir ci-dessous-, B. MURATET a attribué à l'Auverisien ou à une époque "légèrement plus ancienne (fin de l'Eocène moyen)" cette couche apparemment azoïque [p. 115].

- Une épaisse série détritique -60 mètres par endroit- d'organisation positive -galets de quartz puis de micaschistes très nombreux à la base, argiles bariolées à illite et kaolinite au sommet- ravine les "calcaires de la Valette". B. MURATET a mis la mobilisation de ces "argiles à graviers", en fonction de leur position sous les niveaux paléontologiquement datés qui les surmontent et de leur relation avec une forte activité tectonique, sur le compte de la "dernière période de compression pyrénéenne", c'est-à-dire du Bartonien [p. 115].

- Sur plus de cent mètres de haut, la dernière couche du bassin de St-Santin a été divisée en trois sous-parties : trente mètres de "calcaires inférieurs bien datés par leur malacofaune et par des restes de Micromammifères du niveau repère de la Débruge (Ludien moyen)" [p. 113] ; cinquante à soixante dix mètres de "marnes intermédiaires" à gypse et attapulgitite ; trente mètres, enfin, de "calcaires supérieurs" siliceux riches, entre autres, en Planorbis qui permettent de les considérer "comme éocènes supérieurs" et de rapporter la totalité de la série au Ludien [p. 114].

L'originalité du secteur de Maurs par rapport à la sédimentation précédente tient à la présence à sa base d'une centaine de mètres de faciès argilo-sableux détritiques (fig. 64).

Reposant sur le socle altéré par l'intermédiaire d'"un conglomérat à blocs métriques de quartz roulé et marqué de trace de choc en coup d'ongle", les faciès en question se poursuivent par des décharges détritiques dont la matrice argileuse tranche sur celle des autres dépôts par ses couleurs claires et par sa minéralogie associant kaolinite et smectites. B. MURATET a considéré l'accumulation antérieure à tous les niveaux du secteur de St-Santin en raison de l'apparition au toit des argiles détritiques blanches de deux mètres

d'un "conglomérat à éléments de micaschistes et de quartz unis par un ciment ferrugineux, identique au conglomérat de la Belonie" [p. 124].

A partir de là, il a proposé un âge éocène inférieur et/ou moyen pour les faciès détritiques de base et un âge éocène supérieur pour les niveaux placés au-dessus, en général assez proches de ceux visibles autour de S^t-Santin. Il a ainsi reconnu [p. 126] :

- dans des argiles rubéfiées à kaolinite et illite à nodules carbonatés, superposées au conglomérat ferrugineux, des équivalents latéraux des "calcaires de la Valette" -Auversien ?-,
- dans une formation grossière à éléments de micaschistes prédominants qui ravine l'unité précédente, un faciès particulier des "argiles infraludiennes",
- enfin, dans des horizons composés en alternance de lits de gros galets et de bancs de silex à plantes et à Gastéropodes, au sommet de l'accumulation, le prolongement des calcaires inférieurs ludiens, cela malgré l'absence totale de carbonate dans le niveau.

Pour nous résumer, B. MURATET a attribué au "Bartonien", dans le bassin Maurs-S^t-Santin, des dépôts détritiques de granulométrie et de pétrographie variable -des blocs aux argiles, de la kaolinite aux carbonates-. Il a imputé cette variété extrême à la nature syntectonique des dépôts. J'accepterai globalement ses conclusions, même si l'une d'entre elles n'emporte pas franchement mon adhésion. L'âge "éocène inférieur et/ou moyen" des terrains détritiques inférieurs du fossé de Maurs ne me paraît assuré que si, en fonction de leur position sous des niveaux éocènes, ils appartiennent bien à la génération des sédiments paléogènes, ce qui reste à démontrer.

C'est plus au Sud, entre le Lot et l'Aveyron, là où la faille de Villefranche prend le relais du "Sillon Houiller" que les effets de la crise "bartonienne" ont laissé les traces régionales désormais les mieux situées dans le temps. L'existence du "Bartonien" est paléontologiquement prouvée dans le petit fossé d'Asprières (fig. 65). On doit cependant remarquer que ces dépôts ne sont plus franchement sur le socle, mais sur sa bordure.

B. MURATET a découvert, dans des grès arkosiques associés à des argiles à graviers de quartz et pisolithes ferrugineux -sa "formation de Brugidou"- qui reposent directement sur le substratum antétertiaire -ici des calcaires jurassiques-, une faune de Mammifères appartenant au gisement repère de la Livinière -Auversien du bassin de Paris-.

Le second terme des dépôts paléogènes du bassin d'Asprières -formation dite de Bez-S^t-Loup- a été rapporté, en fonction des couches qui l'encadrent, au Bartonien supérieur. Il s'agit d'un niveau remarquable par une granulométrie hétérogène mais rythmée, puisqu'il est composé, à proximité des accidents de bordure du fossé, par une succession de séquences positives allant des conglomérats "cyclopéens" au calcaire. La pétrographie de la fraction grossière de ce sédiment a permis deux constatations intéressantes : la nature des blocs et des cailloux, toujours identique à celle des roches de l'escarpement, est l'indice évident que l'on a affaire à une brèche d'écroulement ; en revanche, l'apparition locale, dans les argiles sableuses qui succèdent aux conglomérats à l'intérieur du fossé, de galets de schistes verts et de quartz venus du socle, indique un mélange entre apports latéraux courts et apports longitudinaux plus longs. Au total, le Bartonien -formations de Brugidou et de Bez-S^t-Loup- représente un ensemble supérieur à une centaine de mètres.

Bien que B. MURATET ait introduit une coupure entre les horizons précédents et le "conglomérat de Rougeyrol" qui les surmonte -il les a répartis dans deux étages stratigraphiques : Bartonien pour les premiers, Ludien pour le second-, il convient de noter l'absence réelle de changement majeur intervenu au sein de la sédimentation. Celle-ci a continué d'être affectée par des alternances entre décharges détritiques et niveaux fins. Seule la nature de la fraction grossière s'est modifiée, avec une augmentation de l'usure des galets et des pourcentages des roches lointaines -granites, grès- qui permettent d'observer une variation dans les directions d'apports, septentrionaux pour la formation de Bez-S^t-Loup, sud-orientaux pour celle de Rougeyrol. On peut du reste signaler une autre particularité : l'apparition de bancs de silice précipitée dans cette dernière.

B. MURATET a clairement donné la raison qui l'avait amené à choisir un âge ludien pour le "conglomérat de Rougeyrol", à savoir l'interstratification des chenaux sableux et des bancs de silex de sa partie supérieure à la base du "calcaire de Las Cazes", qui possède lui-même une faune de Gastéropodes semblable à celle des calcaires de S^t-Santin, datés par Mammifère du Ludien. Je me rangerai à son avis, ce qui me permettra de noter l'identité des conditions de la morphogenèse au Bartonien supérieur et au début du Ludien, puisque les sédiments montrent les mêmes faciès et passent sans rupture fondamentale des uns aux autres.

A l'extrémité nord-ouest du fossé, le conglomérat de Rougeyrol devient de moins en moins grossier et s'organise en niveaux marneux toujours entrecoupés de bancs de silex -formation du Teil-. Au Nord-Est du bassin, entre Tournhac et Asprières, une nouvelle transformation latérale de faciès s'opère : l'ensemble détritique passe à des marnes beiges surmontées de calcaires lacustres. Les marnes ont livré des restes de Rongeurs qui sont caractéristiques de la zone mammalogique de la Débruge -partie inférieure du Ludien moyen-. On peut donc admettre que l'accumulation du fossé d'Asprières appartient, dans sa totalité, à l'épisode "bartono-ludien" tel que je le comprends.

On retrouve sur le socle du Rouergue des témoins de ces événements. Ils ont été étudiés par R. SIMON COINÇON [1984] qui a bien voulu m'en faire découvrir les plus beaux affleurements.

Le plus souvent rattachés à des formations superficielles du type argiles à graviers, ces dépôts, très mal connus auparavant, lui ont révélé, grâce à une analyse de terrain minutieuse et à une campagne de sondages, une grande diversité. L'essentiel des sédiments sont conservés dans deux structures effondrées situées, au Nord de la dorsale de Rieupeyroux, aux extrémités occidentale et orientale du "détroit" de Rodez (fig. 66).

A l'Est, il s'agit du petit fossé des Bastries, allongé au pied de fractures orientées N 20 E qui limitent le massif du Lévézou. Il s'étend sur une dizaine de kilomètres carrés. L'épaisseur de l'accumulation varie entre quelques mètres et, au maximum, une cinquantaine. On y rencontre, à la base, des grès et des conglomérats à ciment siliceux ou carbonaté. Une série fluviale à lentilles d'argiles pisolithiques, de sables argileux ou de galets-roches du socle et mésozoïques- les surmontent. Des placages sédimentaires beaucoup plus importants sont présents à l'Ouest du "détroit" de Rodez, à proximité du bassin d'Asprières. Ils appartiennent à plusieurs unités : fossé de Compolibat et bassin d'angle de faille du Cueillou. Leur épaisseur est extrêmement changeante : c'est le fossé de Compolibat qui possède la série la plus puissante. R. SIMON-COINÇON y a distingué de bas en haut.

- Plusieurs dizaines de mètres d'argiles sableuses rouges, issues du remaniement d'arènes semblables à celles qui marquent sur une dizaine de mètres le toit du socle -altération fersialitique-. Elles sont de plus en plus chargées en cailloutis ou en galets peu altérés -"Compolibat I"-.

- Une dalle de conglomérat, épaisse de cinq à dix mètres et formée par la silicification plus ou moins accusée d'alluvions sableuses à galets, parmi lesquels on note une grande diversité des roches du socle.

- Une couche de 10 à 15 mètres d'argiles rouges sableuses, plus ou moins chargées en carbonate et pouvant même passer localement à de petites nappes de calcaires lacustres -"Compolibat II"-.

- Des alluvions grossières dont la fraction caillouteuse comprend des quartz, des calcaires jurassiques ou lacustres, des grès ou des conglomérats et des roches du socle -"Compolibat III"-.

En accord avec B. MURATET, R. SIMON-COINÇON a admis les corrélations suivantes : la formation de "Compolibat I", située sous la dalle silicifiée, correspondrait aux argiles à graviers de la base du fossé de Maurs ; elle serait antérieure à l'Eocène moyen. Les silicifications se seraient donc produites, ici comme partout ailleurs en Aquitaine, au "Lutétien" au sens large. Les grès à ciment carbonaté des Bastries seraient des équivalents de la formation auversienne de Brugidou ; les conglomérats de ce même bassin étant, quant à eux, à mettre en parallèle avec la formation du Bartonien supérieur de Bez-S^t-Loup. "Compolibat II" et les argiles graveleuses pisolithiques des Bastries se seraient déposés de façon synchrone avec le conglomérat de Rougeyrol, les alluvions grossières de "Compolibat III" représentant l'amont sur le socle des séries sableuses interstratifiées dans les calcaires ludiens du bassin d'Asprières. Ainsi il n'y aurait pas en Rouergue de Bartonien au sens strict, à l'exception des matériaux de base du fossé des Bastries ; l'essentiel serait antérieur ou très légèrement postérieur, avec une bonne représentation du "Bartonien", suivant le sens large adopté ici, c'est-à-dire du Ludien inférieur et moyen des stratigraphes.

Dans l'attente d'arguments chronologiques fiables, fondés sur la paléontologie, on doit reconnaître que la tâche du chercheur est, sur le socle du Rouergue, très difficile ; il faut se limiter à avancer des hypothèses. Celle proposée par R. SIMON-COINÇON a l'avantage, ce que j'ai pu vérifier par moi-même, d'une parfaite connaissance du terrain. J'accepterai son schéma général en formulant une réserve de principe, similaire à celle déjà énoncée au sujet des vues de B. MURATET sur le fossé de Maurs. La fourchette de temps à l'intérieur de laquelle les sédiments ont pu se déposer -de la fin du Primaire au Tertiaire- m'apparaît trop vaste pour que l'on ait l'assurance du caractère monophasé des phénomènes, silicifications ou ferruginisations, choisis comme repères stratigraphiques. Pourtant je reconnaitrai qu'il existe en faveur de l'hypothèse de très fortes présomptions. L'étude d'autres parties du Massif Central renforce cette conviction.

b - LA CRISE "BARTONIENNE" AU COEUR DU MASSIF CENTRAL :

En conclusion de son étude du bassin de Maurs, B. MURATET a suggéré une large extension primitive des niveaux d'âge ludien dans l'axe du "détroit" de Rodez [p. 134] ; il a même envisagé à partir des dépôts "éocènes supérieurs à ludiens" présents en Margeride et autour du Puy l'existence d'une "gouttière sédimentaire" occupant "la bordure sud du Massif Central au Nord d'un relief formé par le centre du Quercy, la région de Rieupeyroux, le Lévézou et les Cévennes" [p. 135]. Cette double suggestion ne me paraît pourtant pas convenir par l'échelle donnée aux deux domaines reconstitués.

Je ne reprendrai pas son idée du "relief méridional" car, en dépit de l'existence effective de secteurs soumis à morphogenèse dans la plupart des contrées citées, il est impossible d'en faire un véritable bloc de hautes terres. Les formations corrélatives régionales montrent d'une part, avec leur volume très limité, des regradations faibles, d'autre part, grâce à la pétrographie de leur fraction grossière, des interventions ponctuelles.

De semblable façon, l'éventualité d'une vaste "gouttière de sédimentation" ne me paraît pas conforme aux données du terrain. L'hypothèse d'une discontinuité des lieux soumis à accumulation comme à érosion s'harmonise mieux avec les observations faites à la base des fossés. Le caractère intermittent et la faiblesse des épaisseurs des matériaux "bartoniens" repérés sous le Paléogène de Margeride et du Velay ne coïncident pas avec une accumulation de grande ampleur (fig. 67). D'autant moins que la tendance à l'affaissement, qui s'est imposée très peu de temps après l'épisode "bartonien", garantit de la mise sous scellés de la presque intégralité des dépôts.

En Basse-Margeride, le jeu indépendant de nombreux petits fossés est une donnée acquise. On ne retrouve pas, par exemple à la base du bassin de St-Flour, les faciès de la région du Malzieu et de St-Alban-sur-Limagnole. Dans ce dernier secteur, la présence de "Bartonien" au sens large est très probable.

R. SIMON-COINÇON [R. SIMON, 1972] avait donné une description précise des terrains qui affleurent autour de St-Alban. Récemment un sondage a été réalisé, au centre du placage, pour la Compagnie Française des Minerais d'Uranium et ses logs étudiés par B. COQUE-DELHUILLE et H. PIGEYRE [1980] ; les renseignements apportés sont précieux, de bas en haut le forage a rencontré :

- le socle plutôt modérément altéré,
- une vingtaine de mètres de grès -95 à 98 % de grains de quartz dans la fraction sableuse, matrice argileuse dominée par la kaolinite-,
- à peu près autant d'argiles sableuses rouges, dont la matrice associe kaolinite, smectites et un peu d'illite,
- quinze mètres d'argiles plastiques vertes, caractérisées par une augmentation sensible du pourcentage des smectites.

B. COQUE-DELHUILLE et H. PIGEYRE ont attribué toute la série au "Sannoisien". Il s'agit d'une première éventualité qui repose sur l'âge supposé "sannoisien supérieur" de la malacofaune d'eau douce découverte dans de petits bancs de calcaire associés aux argiles vertes. C'est en effet la proposition qui avait été faite par P. JODOT et R. REY [1956] et qui a été reprise par la nouvelle carte géologique au 50.000^{ème} de Saugues. Or B. MURATET, sur la nature des faciès et la présence de *Lymnaea orelongo* (BOUBÉE), vient d'envisager leur rattachement au Ludien ; il convient du reste de noter que R. REY, lui même, avait auparavant adopté ce point de vue en rapprochant ces Gastéropodes de ceux du Gard [1973, p. 85 et 1979, p. 93]. Sur cette base et en reprenant le schéma stratigraphique mis au point en Rouergue, on pourrait aller plus loin et supposer les grès inférieurs d'âge lutétien et les argiles sableuses intermédiaires "bartoniennes" au sens large. La colonne sédimentaire de basse Margeride serait alors rigoureusement identique à celle, à la fois plus importante et mieux située dans la stratigraphie, du bassin du Puy.

Les sédiments paléogènes les plus anciens affleurent à la limite méridionale des limagnes, là où les cours de la Loire et de l'Allier s'approchent au maximum l'un de l'autre. Les gisements d'alluvions lutétiennes de cette région ont déjà été décrits -voir pages 300 à 302-. J'avais fait remarquer alors que la consolidation de ces alluvions ne me paraissait pas posséder une signification identique à la plupart de celles recensées à cette époque. Avec leur cimentation variable d'un banc à l'autre et leur épaisseur pouvant dépasser la cinquantaine de mètres, elles avaient été expliquées par des circulations de la nappe phréatique plutôt que par des processus pédologiques. Parce qu'en Rouergue et en Margeride l'intervention des paléaltérations est évidente -ferruginisation sur micaschiste, silicification sur granite, voir page 344-, les niveaux gréseux du Sud-Ouest du Massif Central, dans l'éventualité de leur âge lutétien, ne sont peut-être pas exactement contemporains de ceux du Velay. A l'échelle des phénomènes exposés ici, ils représenteraient pourtant, les uns et les autres, un même repère stratigraphique, celui de l'Eocène moyen. Il ne fait aucun doute, dans tous les cas, qu'on retrouve en Velay un épisode détritique indépendant des événements lutétiens et de l'étape du Ludien moyen et/ou supérieur.

Une puissante série, argilo-sableuse à sa base et à sa périphérie, marneuse ou calcaire dans ses faciès centraux, recouvre sur 200 à 300 mètres les arkoses lutétiennes. Etudiée par M. BOULE [1892], V. GABIS [1963], P. LARQUE et F. WEBER [1978], elle ne pose plus guère de problèmes majeurs aux stratigraphes, si ce n'est celui de l'âge exact de ses assises inférieures. On reconnaît dans certains secteurs de la zone de sédimentation deux séquences positives :

- des sables argileux bariolés souvent grossiers,
- des argiles marneuses de teinte verte ou bleue, interrompues par de rares et minces bancs calcaires,
- des sables argileux de couleur blanche à beige,
- des marnes argileuses de teinte claire, entrecoupées de fréquents bancs calcaires.

L'attribution des trois termes supérieurs est à peu près fixée grâce aux découvertes paléontologiques -faunes du Mont Anis et de Ronzon- réalisées dans la ville du Puy et sa banlieue, dès la fin du 19^{ème} siècle [M. BOULE, 1892]. Nous verrons plus loin -voir page 372 et suivantes- que tous ces dépôts appartiennent à l'Eocène terminal et à l'Oligocène. En revanche, on ignore toujours si les sédiments détritiques de base doivent être considérés comme une simple variation de faciès des marnes inférieures ou s'ils constituent des apports indépendants et plus anciens.

Avant d'émettre une hypothèse, il est naturellement indispensable de présenter ces matériaux. V. GABIS [1963] a bien montré leur originalité pétrographique. Correspondant à la "série inférieure de la zone

centrale" [1963, pp. 325 à 328], le matériel sableux est dominé par le quartz -65 à 70 %- et les feldspaths potassiques -30 à 35 %- ; il ne contient pas ou très peu de feldspaths calco-sodiques. Il s'oppose par ce dernier caractère aux sables "périphériques" -d'âge oligocène, voir page 373- qui en contiennent systématiquement 5 à 10 %. La minéralogie des argiles confirme l'existence de deux formations sableuses bien différentes : les sables "de base" associent illite -60 %- et kaolinite -40 %-, tandis que les niveaux supérieurs et/ou périphériques contiennent une grande quantité de smectites en mélange avec les deux autres types.

Relativement bien démarqués des venues sablo-argileuses plus tardives, les niveaux détritiques inférieurs se distinguent aussi des faciès fins qui constituent l'essentiel de la première séquence. Ceux-ci sont formés de façon exclusive de particules argileuses ou de minéraux précipités. Leur granulométrie est donc très différente, mais leur pétrographie s'en écarte également : ils ne contiennent pas de kaolinite. On pourrait bien sûr admettre que le passage des sables et argiles bariolées aux marnes à illite représente le résultat d'un simple tri granulométrique à l'intérieur du milieu de sédimentation, la fraction la plus grossière -sables et larges lamelles de kaolinite- s'étant déposée sur le fond initial du bassin, puis sur ses marges, au fur et à mesure de son extension. A quelques nuances près, c'est l'explication qui avait été retenue par V. GABIS [pp. 337-338]. Elle est logique si l'on considère une mise en place des sédiments à l'intérieur d'un véritable lac, avec une certaine tranche d'eau ; or, envisageable pour le dépôt des marnes, l'hypothèse n'est pas acceptable pour les niveaux rubéfiés inférieurs. Malgré la rareté des figures nettes de sédimentation ou d'actions pédologiques, on rencontre sur certaines coupes -base du Suc Pelé près de Brives-Charensac- des alternances de lits sableux ou argileux et, au milieu de ces derniers, de nombreux nodules ferrugineux. La nature des nodules en question a été précisée par V. GABIS [p. 327] : il s'agit de "goethite bien cristallisée" pour le "noyau jaune, tendre et friable" et d'"hématite mal cristallisée" pour "l'écorce rouge assez dure". Les nodules sont des témoins évidents d'une phase de pédogenèse ; le problème est de savoir s'ils ont été remaniés ou s'ils sont en place dans le sédiment et constituent la preuve d'un arrêt dans l'accumulation. V. GABIS a choisi la première solution ; P. LARQUE semble d'accord avec lui, puisqu'il a proposé de lier les concentrations d'oxydes de fer visibles dans les niveaux du secteur de Brives à des affleurements de "granite et d'arènes rubéfiés et kaolinisés" qu'il a repérés en position infrasédimentaire [1981, p. 185]. Pour lui, la pédogenèse rubéfiante serait postérieure aux arkoses lutétiennes, qui n'offrent jamais de semblables faciès, et antérieure à l'épisode de sédimentation considéré comme "ludien" [p. 186]. Je choisirai personnellement plutôt la seconde solution. Outre le lien systématique entre pisolithes et niveaux oxydés, je ne vois pas de quelle manière des particules, dont la taille dépasse parfois le centimètre, auraient pu se déposer à l'intérieur de lits argileux qui ne correspondent pas à une mise en place par transport de masse.

Les conditions de dépôt bien distinctes pour les sables argileux bariolés et pour la série illitique m'amènent ainsi à les distinguer. Associés dans la première séquence, ils correspondent néanmoins à deux épisodes séparés dans le temps. Parce que l'âge ludien moyen à supérieur des marnes est établi, j'avancerai un âge "bartonien" au sens large, c'est-à-dire bartonien et/ou ludien inférieur, pour le matériel antérieur.

Les sables argileux de base existent non seulement dans le bassin du Puy mais aussi dans celui de l'Emblavès, où l'on peut leur rapporter les horizons qui affleurent dans les spectaculaires ravins des environs de Rosières. On les retrouve également à l'intérieur des limagnes de l'Allier. En effet leur présence est certaine à l'Ouest de Brioude.

Entre le hameau du Pouget et le sommet de la butte de Montlaison, il est facile de lever une coupe qui paraît résumer en une soixantaine de mètres toute la sédimentation du bassin du Puy, ou presque.

- Le socle altéré et rubéfié est recouvert par des arènes plus ou moins silicifiées, dans lesquelles on peut reconnaître des homologues des grès du fossé de St-Alban ou du Rouergue, donc des produits de la pédogenèse lutétienne -voir ci-dessus-.
- Des sables argileux versicolores, très pauvres en feldspaths.
- Des niveaux marneux de teinte réduite, dans lesquels l'illite devient peu à peu exclusive -90 à 100 %-.
- Un second passage détritique, marqué par l'apparition de lits sableux.
- Enfin, au-dessus de niveaux de plus en plus argileux, une dalle calcaire épaisse de plusieurs mètres.

On retrouve par conséquent deux séquences sédimentaires positives qui ont toutes les chances d'être plus ou moins contemporaines de celles du bassin du Puy dans la mesure où des couches marneuses, appartenant à une séquence intermédiaire absente à Montlaison -et non les marnes à illite qui recouvrent à Montlaison les sables versicolores de base, comme l'ont indiqué, pour moi à tort, A. DESPRAIRIES [1963] et les auteurs de la nouvelle carte géologique de Brioude au 50.000^{ème}, voir page 390- ont livré une faune de Mammifères de l'Oligocène inférieur, légèrement postérieure au niveau de Ronzon. L'attribution au "Bartonien" des sables versicolores semble de ce fait vraisemblable, tandis que les marnes à illite qui les recouvrent correspondraient à celles du Ludien. Quant à la série positive supérieure, elle est d'âge oligocène certain.

Au Sud-Est de Brioude, le petit bassin de Paulhaguet constitue un jalon important entre les limagnes de l'Allier et le Velay. Les marnes à illite ludiennes y sont présentes de même que des paléosols rubéfiés, d'âge éocène moyen possible. Faute de coupes et de sondage, je n'ai pas pu vérifier l'existence de niveaux sablo-argileux intermédiaires. Des sables argileux à galets, exploités dans les carrières de Lavaux pourraient leur correspondre, mais leur position stratigraphique, en l'absence de niveaux subordonnés ou

superposés, reste incertaine. Il existe, au demeurant, de notables différences sédimentologiques entre les sables argileux versicolores "bartoniens" du Velay et de Brioude et le matériel au caractère alluvial très marqué -lentilles avec galets de quartz et de roches cristallophylliennes- de Lavaux : la présence des smectites dans la fraction argileuse étant la plus importante -illite : 48 %, kaolinite : 27 %, smectites : 25 %, détermination M. N. LE COUSTOMER-.

Parce qu'ils se sont déposés à l'amont dans des secteurs modérément effondrés, les terrains bartono-ludiens doivent aussi être recherchés à l'aval dans les fossés de Petite et de Grande Limagnes. Les abondantes séries du Paléogène supérieur y rendent toutefois les observations difficiles.

De prime abord, on serait tenté de reconnaître des sédiments de cette génération dans les "terres rouges" du Lembron, rendues célèbres au début du siècle par A. LACROIX, qui les a qualifiées de "latérites".

La situation de ces niveaux dans la stratigraphie a été précisée par J. GIRAUD dans sa thèse [1902]. Ils se placent sous une double série positive allant des sables aux calcaires. La première est caractérisée, dans ses horizons carbonatés, par une malacofaune saumâtre à *Cerithium margaritaceum*, *Potamides submargaritaceus*, et *P. Rhodanicus*, donnée pour équivalent de l'"horizon à Striatelles" du Pays des Couzes -Eocène terminal à Oligocène basal- ; la seconde renferme dans ses bancs calcaires supérieurs, toujours déposés en milieu saumâtre, des Gastéropodes qui, avec *P. Lamarcki* pour principale espèce à valeur stratigraphique, indiquent le Stampien du bassin de Paris. L'âge antéstampien des "terres rouges" du Lembron a ainsi été établi avec sûreté, sans que la question de leur appartenance à l'extrême base de l'Oligocène ou à l'Eocène n'ait été définitivement tranchée.

Pour se faire une opinion sur ce dernier point, il faut examiner avec attention les terrains qui affleurent entre le socle et les premiers horizons carbonatés du Lembron. C'est au Nord de la Couze d'Ardes, à proximité des villages de Boudes et de Madriat que l'on peut le mieux analyser les rapports du "Sidérolithique" et de l'Oligocène : la conjonction de fortes pentes et d'intenses processus de ravinement y offre d'excellentes conditions d'observation.

Les couches rutilantes sont partout présentes entre Madriat et le petit hameau de Brugère, situé cent mètres plus haut. On ne doit pas pour autant leur donner une semblable puissance : failles et flexures dénivellent la base de la sédimentation et multiplient par cinq ou six la hauteur des dépôts. Dans sa thèse de 3^{ème} cycle, P. TAPSOBA [1967] a proposé une description stratigraphique et pétrographique de ces terrains [pp. 17 à 24], distinguant de bas en haut :

- le socle altéré et rubéfié sur plusieurs mètres.

- Le "Sidérolithique proprement dit", épais de 10 à 20 mètres et formé d'argiles rouges, parfois consolidées en grès ou accompagnées de pisolithes ferrugineux. La minéralogie des argiles est dominée par la kaolinite associée à une faible quantité d'illite -moins de 10 %-. Les minéraux lourds proviennent d'une roche mère précise, sans doute les gneiss fortement tectonisés sous-jacents, puisque le disthène et la barytine représentent près de 70 % du cortège.

- Le "Sidérolithique remanié" correspond à une trentaine de mètres d'argiles sableuses aux colorations toujours vives. Parfois lui aussi grésifié, ce niveau est toujours très riche en kaolinite, il contient très peu de feldspaths et surtout jamais de plagioclases. Les minéraux lourds se limitent à des "ubiquistes résistants" au sein desquels la tourmaline est majoritaire.

- C'est à la fois l'apparition des teintes réduites et une brusque augmentation du nombre des feldspaths qui marquent une véritable coupure sédimentaire. L'importance des lits de galets polygéniques -quartz, granite, gneiss, grès ou arkose- et des dépôts de carbonates en sont d'autres signes distinctifs. La nature des argiles, avec une montée lente et régulière de l'illite et des interstratifiés illite-smectite, ainsi que les minéraux lourds, avec une progression spectaculaire des minéraux du métamorphisme, en particulier le grenat et la staurotide, parachèvent le renouvellement des caractères sédimentologiques.

P. TAPSOBA, s'appuyant sur les vues très particulières de R. REY en matière de stratigraphie générale -voir page 363-, a suggéré de rattacher les couches rutilantes du Lembron au "Stampien inférieur" pour le "Sidérolithique" argileux et au "Stampien moyen" pour le "Sidérolithique" remanié [p. 39]. De telles propositions sont, à mon avis, inacceptables. Un rapide raisonnement permet de penser qu'elles ont de grandes chances d'être éocènes. Si les premiers niveaux carbonatés datent bien du sommet du Ludien ou de l'extrême base de l'Oligocène, comme leur synchronisme avec l'"horizon à striatelles" conduit à l'admettre, on peut envisager l'âge ludien supérieur des alluvions peu évoluées. Il faut par ailleurs songer qu'entre le début de la phase de pédogenèse rubéfiante et l'arrivée des altérites ludiennes, il s'est automatiquement déroulé une durée de temps très importante pour permettre, d'une part, la réalisation des sols rouges, d'autre part, leur mobilisation et leur disparition totale de régions entières puisqu'on n'en rencontre pas de traces évidentes dans le Pays des Couzes, par exemple. En s'appuyant sur les renseignements complémentaires apportés par la sédimentologie et la stratigraphie, il me semble logique de supposer un âge éocène moyen pour la réalisation des paléosols, un âge éocène supérieur -Bartorien et/ou Ludien- pour le "Sidérolithique" de transport, et un âge éocène terminal à oligocène inférieur pour l'arrivée des décharges détritiques associées aux premiers bancs de carbonate.

A quelques nuances près, l'évolution paléogéographique du Lembron serait donc, pour le "Bartonien", similaire à celles du Velay ou de la Margeride. Les terrains visibles en affleurement indiquent des phénomènes de sédimentation d'ampleur très comparable : quelques mètres à quelques dizaines de mètres ; les données obtenues grâce aux sondages profonds de Grande Limagne ont révélé des événements assez différents.

Les analyses palynologiques effectuées par G. GORIN [1974] ont démontré avec clarté que la Limagne avait bien vu ses structures s'esquisser dès l'Eocène. Les résultats les plus intéressants, de ce point de vue, ont été acquis dans le sondage S^t-Beauzire 101 (voir figures 82 et 83) implanté au cœur des "marais" de Limagne, où les terrains paléogènes ont été recoupés sur 1 600 mètres. On y reconnaît de bas en haut :

- une première séquence positive allant des sables aux carbonates et épaisse de deux cents cinquante mètres -séquence "A" des géologues du B.R.G.M., voir pages 387 à 389-,
- une seconde séquence positive, épaisse de près de 900 mètres et caractérisée par la présence de plusieurs niveaux évaporitiques -séquence "B"-,
- deux autres séquences, moins chargées en matériel détritique et plus riches en carbonate, la plus récente se signalant par l'existence de faciès concrétionnés caractéristiques -séquences "C" et "D"-.

C'est dans le sondage de Beauzire 101 que G. GORIN a pu récolter les échantillons polliniques les plus nombreux pour la partie inférieure de la sédimentation, celle située sous les horizons évaporitiques (fig. 84). Il a remarqué tout d'abord que l'apparition des niveaux salifères correspondait à une véritable coupure dans l'évolution de la flore, avec d'un côté une brutale et forte augmentation des pourcentages de conifères très discrets jusque-là, et de l'autre un renouvellement notable des autres espèces d'arbres. La base de la séquence "B" et la Séquence "A", qui n'a nulle part ailleurs livré de microflores, ont été découpées en deux zones palynologiques distinctes par G. GORIN (fig. 83).

- La zone I, correspondant de la séquence A, a révélé une végétation forestière dominée par les feuillus -Myricacées, Oléacées-, toutes les espèces ayant un cachet paléogène inférieur accusé.
- La zone II A -base de la séquence "B"- coïncide avec l'amorce du développement des Pinacées et avec une ouverture du couvert forestier puisque ce sont les Herbacées et, surtout, les fougères qui présentent les plus forts pourcentages.

Privé de véritable point de comparaison, G. GORIN a simplement suggéré l'âge éocène supérieur, ludien pour être précis, de la zone I [1975, tableau 2]. Il a fallu attendre la réalisation de la thèse de J. J. CHATEAUNEUF sur les niveaux paléontologiquement bien datés du centre du Bassin Parisien [1980], pour que des corrélations sérieuses puissent être envisagées. Faisant référence au travail de G. GORIN, J. J. CHATEAUNEUF a lui-même proposé [p. 287 et fig. 49] plusieurs rapprochements fondamentaux (fig. 83).

- En raison de la domination de *Pinus haploxyylon* dans le premier pic de Pinacées caractéristique de la zone II A, il lui a semblé possible de placer celle-ci en parallèle avec les mêmes phénomènes observés dans les "marnes d'Entre-deux-Masses" du bassin de Paris -Ludien moyen-.
- Au-dessous, la zone I, antérieure à la première poussée des conifères, et comportant des pourcentages élevés de *Plicapollis pseudoexcelsus*, a présenté des résultats proches de ceux enregistrés dans les "marnes à lucines" ou les "marnes à pholadomyes" -Ludien moyen et Ludien inférieur-.

La palynologie permet ainsi d'affirmer que des sédiments d'âge éocène sont effectivement présents dans l'accumulation paléogène de la Grande Limagne. Dans le sondage de S^t-Beauzire, on peut même situer la coupure Eocène-Oligocène à peu près au milieu de l'ensemble -voir pages 360 et 361 - ! La séquence positive inférieure est tout entière antérieure au Ludien moyen. Ses niveaux carbonatés supérieurs ayant livré une flore comparable au Ludien inférieur du bassin de Paris, je rattacherai sans hésitation ses niveaux détritiques de base au "Bartonien" sans plus de précision. L'intégralité des deux cent cinquante mètres de la première séquence du sondage S^t-Beauzire 101 doivent être attribués aux effets de la crise "bartonienne" dont l'intervention est, de cette manière prouvée le long du rift de l'Allier. La macropaléontologie confirme du reste la présence de ces terrains : la découverte au 19^{ème} siècle, près de S^t-Bonnet-de-Rochefort dans le fossé d'Ebreuil, de dents de *Palaeotherium*, attribuées par R. LAVOCAT à *P. mühlbergi* [1951, pp. 108-109] et placées par J. L. FRANZEN dans la zone de la Débruge [1968], prouvent que les argiles sableuses de base de la région d'Ebreuil appartiennent au Ludien moyen. C'est un argument supplémentaire pour dater de l'Eocène les paléosols rouges conservés entre le socle et les sédiments. On ne peut pas encore mener une démonstration identique dans les limagnes de la Loire, beaucoup moins bien connues à l'heure actuelle.

Dans le bassin du Forez, il n'existe aucun argument déterminant pour affirmer la présence du Bartonien ou du Ludien inférieur. La seule observation permettant d'en avancer l'hypothèse est l'existence, vérifiée en affleurement et en sondage, de paléosols rouges entre le socle et les premiers sédiments. On serait tenté, en première approximation, de faire de ces paléooltérations des témoins de la puissante phase pédogénétique de l'Eocène moyen. Parce que ce n'est pas l'unique hypothèse plausible -voir ci-dessous le développement sur la région de Montluçon-, il est impossible de conclure pour l'instant. On possède un peu plus d'assurance en Roannais.

A la différence de la plupart des grands fossés du Nord-Est -Grande Limagne, Forez, Bourbonnais- qui sont limités, à l'Est et à l'Ouest, par des failles à fort rejet, le Roannais offre la particularité d'être dissymétrique : son rebord oriental plonge à l'Ouest suivant une pente monoclinale. Ce type de contact a joué un rôle considérable dans l'évolution morphologique ou sédimentaire locale, il explique la conservation

d'une partie de la couverture secondaire, faiblement soulevée et ainsi protégée du travail de l'érosion. Le contexte structural y est en définitive très proche de celui du couloir séquano-rhodanien : on y rencontre des sédiments semblables à ceux du Mâconnais ou du Bas-Dauphiné. Une bonne partie d'entre eux me paraissent d'âge "bartonien".

Un petit fossé parallèle au bassin Roanne-Digoin s'est créé, au Paléogène, au coeur du Brionnais (fig. 81). Parcouru aujourd'hui par un cours d'eau, le Bézo, qui y a creusé une large vallée, le fossé en question apparaît comme une sorte de réplique, à échelle plus modeste, du Roannais : il est lui aussi délimité par une faille d'une centaine de mètres de rejet à l'Ouest, tandis qu'il se relève par une pente monoclinale au Nord et à l'Est. Dans cette dernière direction, son plancher est formé par des niveaux secondaires, en l'occurrence des calcaires bajociens. Deux carrières ouvertes à l'extrémité nord-est du fossé permettent d'en étudier les matériaux paléogènes les plus anciens. A. LESVIGNES dans son mémoire de maîtrise [1977] les a analysés. Nous avons ensuite publié, dans le bulletin du Laboratoire Rhodanien de Géomorphologie, un article qui me dispensera d'entrer dans les détails [A. LE GRIEL et A. LESVIGNES, 1980]. La base de la sédimentation est formée par des alluvions argilo-sableuses blanches emballant d'énormes blocs de silice qui correspondent, par toutes leurs caractéristiques -granulométrie, pétrographie, état du matériel-, à celles de la carrière de Douévas, près de Tournon -voir page 313-. Composées d'une fraction très altérée -sables quartzeux, minéraux lourds ubiquistes, kaolinite-, ces alluvions comportent également des galets de roches cristallines ; elles se chargent surtout très rapidement en sables feldspathiques. Le fossé du Bézo est en majeure partie rempli par des argiles sableuses à galets de silex semblables à celles du Mâconnais. Toute la rive droite de la Loire, dans le bassin de Roanne, est d'ailleurs recouverte par des dépôts de ce type [A. LE GRIEL et A. LESVIGNES, 1980 p. 26]. Par leurs teintes vives, ces terrains rappellent le "Sidérolithique" du Velay ou du Lembron. Là encore, la convergence de faciès n'est pas suffisante pour donner l'assurance de l'âge éocène du sédiment. La position stratigraphique des argiles rubéfiées sableuses à silex sous des niveaux sédimentologiquement différents et datés, quant à eux, de l'Oligocène inférieur -voir pages 381 et 382- est l'argument le plus sérieux.

c - LE "BARTONIEN" DANS LE CENTRE NORD DU MASSIF CENTRAL :

La bordure septentrionale du socle, sur les confins du Limousin et du Bourbonnais, est ponctuée de nombreux placages sédimentaires qui, d'Ouest -Gouzon- en Est -Montmarault-, en passant par Montluçon et Cosne-d'Allier, paraissent appartenir à une même génération (fig. 67). Ces petits bassins offrent un intérêt considérable pour le paléogéographe : ils assurent la transition entre les données propres au Massif Central et celles relatives au Sud du Bassin Parisien, en l'occurrence avec la Brenne. Je commencerai par décrire le fossé de Montluçon, qui est à la fois l'unité que je connais le mieux et celle où les problèmes essentiels sont posés avec le maximum de netteté. A. LESVIGNES [1981] vient de lui consacrer une thèse de 3^{ème} cycle remarquable par la précision de son analyse.

Des sédiments paléogènes recouvrent une partie du plancher du bassin topographique de Montluçon -voir page 11 et fig. 2-. L'épaisseur de ce matériel n'est pas constante : si elle se limite souvent à un mince revêtement de quelques mètres, elle forme une accumulation de plusieurs dizaines de mètres de hauteur dans les cuvettes de Domérat-Montluçon, au Sud, et de la Célette, au Nord. Dans la banlieue de Montluçon, deux sondages ont été réalisés, l'un à 70 mètres et l'autre à 90 mètres de profondeur, sans toucher le mur des sédiments paléogènes.

Le contenu des deux bassins indépendants de Domérat-Montluçon et de la Célette est sensiblement différent : l'un est dominé par des argiles sableuses, le second, par des carbonates. Mais on ne doit pas envisager, sur cette seule observation, des dépôts mis en place à l'occasion d'épisodes morphogéniques distincts. En effet, les environnements pétrographiques, socle dans un cas, couverture secondaire jurassique dans l'autre, suffisent à expliquer, dans le cadre d'une sédimentation dominée par des apports à faible ou à moyenne distance, une telle opposition. Les deux séries montrent, du reste, des caractères semblables. On peut les qualifier de séries positives : elles commencent par des matériaux détritiques, sables ou marnes, et s'achèvent par des dépôts précipités, calcaires meulièrement. Elles sont malheureusement très mal situées dans la stratigraphie générale, puisque les découvertes paléontologiques qui y ont été réalisées se limitent à l'identification de *Nystia duchasteli*, espèce caractéristique du Ludien et/ou du Stampien, dans les calcaires de la Célette. Les rapprochements que l'on peut faire entre les colonnes sédimentaires des différents bassins régionaux apportent, cependant, d'autres renseignements utiles. J'insisterai particulièrement sur le cas des sédiments de Domérat-Montluçon, qui permettent de bien cerner le problème du "Sidérolithique" et éventuellement de le résoudre.

L'accumulation comporte, à sa base, des terrains de transport -matrice argileuse kaolinique- au sein desquels apparaissent des niveaux à galets -silex, quartz, roches du socle-. Très rapidement à distance des bordures, on passe à des sables argileux dont certaines lentilles sont consolidées en "grès argilolite" rappelant les divers faciès du "grison" de Brenne. Au fur et à mesure que l'on remonte dans la série, les sables deviennent plus rares, ils cèdent la place aux argiles -smectites dominantes- qui emballent des précipitations carbonatées sous forme de nodules, le sommet de la sédimentation étant marqué par la présence de calcaires meulièrement. Une particularité du bassin sédimentaire de Domérat-Montluçon est d'être frangé sur sa bordure septentrionale, là où le socle réapparaît, par des altérites rubéfiées au faciès "sidérolithique" très accusé. Ces paléosols rouges sont en tous points identiques à ceux que nous avons rencontrés partout ailleurs à la base des

fossés du Massif Central. Le problème se pose toutefois, ici, de savoir s'ils passent sous ou sur la sédimentation paléogène.

Décrivant le matériel rubéfié, A. LESVIGNES [1981, pp. 17 à 24] a bien montré la diversité des terrains auxquels on a affaire. Le socle, formé par des micaschistes, ce qui a son importance, est parsemé d'altérites diverses par leur granulométrie et leur minéralogie mais qui ont toutes en commun une couleur fortement oxydée. Ce trait a incité les chercheurs, y compris A. LESVIGNES, à les regrouper dans un seul ensemble taxé de "niveau sidérolithique" et placé soit à la base -la plupart des auteurs- soit au sommet -M. TURLAND, 1983-. Personnellement, je ne suis pas sûr que l'on n'ait pas regroupé des altérites aux âges très différents, oeuvres de la pédogenèse éocène mais aussi des pédogenèses ultérieures, jusqu'au Quaternaire. La rubéfaction s'explique, dans ce cas, d'abord par la nature d'une roche mère riche en fer. L'identification des altérites éocènes reste malgré tout possible, j'admettrai qu'elles correspondent aux "niveaux consolidés" de A. LESVIGNES, c'est-à-dire aux grésifications.

Bien que A. LESVIGNES ait noté l'absence de toute coupe permettant de voir les indurations "sidérolithiques" sous les sables argileux paléogènes, elle n'a pas hésité à admettre l'antériorité des paléoaltérations. Leur position directement sur le socle amène très naturellement à cette interprétation. Pourtant plusieurs détails curieux méritent de retenir l'attention.

- Il existe localement -aérodrome de Montluçon, Passat- des traces de pédogenèse rubéfiante au sein des dépôts, à l'intérieur du bassin.

- On rencontre rarement sur les bordures, là où le socle plonge de façon régulière sous la sédimentation -régions de Crevant ou de la Chapelaude par exemple-, de fragments de cuirasse témoignant de phénomène de remaniement.

S'appuyant sur d'autres observations, M. TURLAND, qui a levé les nouvelles cartes géologiques au 50.000^{ème} à paraître, a eu l'occasion au cours de plusieurs échanges, oraux ou écrits, de me dire sa conviction d'un passage des paléoaltérations sidérolithiques sur, et non sous, les sédiments du bassin de Domérat-Montluçon. Il m'a ainsi amené à réfléchir à un problème que je résoudrai de façon... "normande" ! J'ai, aujourd'hui, la presque certitude que des grésifications se sont produites avant et après l'épisode de sédimentation paléogène.

J'observerai en effet :

- d'une part, que l'étude du terrain prouve incontestablement que des niveaux rubéfiés consolidés existent à l'intérieur du bassin, au toit de plusieurs dizaines de mètres d'alluvions sablo-argileuses ;

- d'autre part, qu'aucun des faits signalés plus haut et qui pourraient amener à douter de la présence du "Sidérolithique" entre le socle et le Paléogène ne sont décisifs.

Il existe même plusieurs arguments pour accepter l'idée d'une antériorité d'une partie, au moins, des faciès "sidérolithiques". J'en citerai deux.

- Il me paraît difficile d'imaginer que certains des faciès indurés du Montluçonnais ne l'aient pas été au moment de l'épisode majeur d'apports des sables et des argiles. C'est le cas pour tous les faciès de granulométrie grossière à galets de silex, de quartz et de socle visibles dans plusieurs secteurs [A. LESVIGNES, 1981, pp. 18 à 22]. Il m'étonnerait que ces placages assez minces, situés en dehors des aires de sédimentation, mais à leur contact, n'aient pas été remaniés s'ils n'avaient pas déjà connu un début de consolidation.

- Contrairement à ce que A. LESVIGNES a écrit, la superposition du "Sidérolithique" et du Paléogène a bel et bien été vue par certains auteurs dans le fossé de Montluçon. M. DESCHAMP a décrit au Cluzeau, en rive droite du Cher, une coupe où un lambeau de calcaire paléogène reposait sur du "Sidérolithique" [1973, p. 609]. Ni A. LESVIGNES, ni moi-même n'avons su retrouver l'affleurement de calcaire, les paléoaltérations étant, quant à elles, bien visibles. Toutefois, la présence un peu plus au Sud, en rive gauche du Cher, du lambeau calcaire de Magnette rend la chose très vraisemblable. Il ne fait d'ailleurs aucun doute que les calcaires lacustres paléogènes, qui abondent dans le centre de la France, ont effectivement recouvert des niveaux rubéfiés du type sidérolithique. On peut le vérifier sous les calcaires du Berry [G. LABLANCHE, 1982, p. 99].

Quelques lecteurs s'étonneront peut-être devant l'importance donnée aux remarques ayant trait à la position des paléosols rubéfiés du Montluçonnais. L'enjeu de la discussion est en réalité considérable. De lui dépend en partie la situation stratigraphique de tous les autres paléosols du Massif Central. J'ai admis jusqu'à présent l'âge infrabartonnien des altérations rubéifiantes, en fonction des observations réalisées par B. MURATET et R. SIMON-COINÇON en Rouergue et de celle que l'on peut faire dans les bassins du Puy et de Brioude. Il est indispensable de noter que cette opinion n'est pas partagée, tant s'en faut, par tous les spécialistes. Je viens d'évoquer le point de vue de M. TURLAND, pour lequel les rubéfections seraient postérieures à l'accumulation et dateraient, comme cela semble être le cas avec la "cuirasse terminale" de Brenne, de l'Oligocène inférieur ; je dois citer également celui de P. LARQUE.

Dans un article récent [1981] où il soulignait l'existence effective de deux générations de paléosols rouges à kaolinite en Velay, antéludienne pour l'une et stampienne inférieure pour l'autre, P. LARQUE a conclu à l'appartenance de la plupart des terres rouges des bassins de l'Est du Massif Central à la plus récente de ces deux phases. Les arguments invoqués pour le faire sont en vérité tenus : c'est en raison du caractère très

"ménagé" des altérations développées aux dépens du socle, comparativement à des paléaltérites éocènes du Rouergue ou du Quercy au degré d'évolution "plus poussé" [p. 189], qu'il s'est cru autorisé à conclure de la sorte. Je n'hésiterai pas à adopter une solution très différente.

Si le maintien de conditions propices à des rubéfections a été effectif, au moins jusqu'au Stampien inférieur inclus, il est évident que l'essentiel de la phase d'altération du socle a précédé l'épisode bartono-ludien. Les argiles à kaolinite et les sables riches en quartz rencontrés à la base des colonnes sédimentaires "Sidérolithique" de transport- sur les paléaltérites en place "Sidérolithique" in situ- le démontrent de façon péremptoire pour la plupart des fossés du Massif Central, y compris à mon avis pour le bassin de Montluçon. L'âge des paléosols en question dépend, en fait, du moment où leur évolution a été bloquée par la fossilisation sous des altérites ou par l'arrêt des processus d'altération. Il est vraisemblable dans ces conditions que certains d'entre eux soient, en périphérie du bassin de Montluçon ou des autres bassins, stampiens inférieurs. Je crois la majorité éocène moyen à supérieur. Je reprendrai donc en partie à mon compte l'opinion défendue par M. THIRY [M. THIRY et M. TURLAND, 1985, p. 188], mais avec une conception du phénomène sensiblement différente et sans partager sa conviction du caractère monophasé des silicifications. Pour moi les paléoaltérations rubéifiantes du socle représentent, après l'épisode "ilerdien" de liquidation de la vieille couverture d'altérites du Crétacé supérieur et du Paléocène, les conséquences de la brève période de calme morphogénique connue par le Massif Central entre le Lutétien et la crise "bartonienne". Après cette longue et importante parenthèse, il convient de revenir à la présentation du Paléogène régional.

Dans le bassin de Cosne-d'Allier, la stratigraphie est à la fois plus difficile à observer et plus complexe. Les travaux de M. DESCHAMP [1973] et surtout les levés de la nouvelle carte au 50.000^{ème} par M. TURLAND ont révélé la présence d'au moins quatre décharges détritiques de faciès proches, parce qu'elles se remanient les unes les autres, mais d'âge très variable puisqu'il se situe entre la fin du Primaire et l'aube du Quaternaire. Chacune d'elles a pu être datée sur de bons critères stratigraphiques. La plus ancienne avait été attribuée au Permien grâce à la découverte de plantes fossiles dès la fin du 19^{ème} siècle. M. TURLAND vient de situer dans la stratigraphie les trois autres. Outre l'âge plio-quaternaire de la plus récente, basé sur la présence de zircons volcaniques issus des éruptions des Monts Dore [J. TOURENG et M. TURLAND, 1982], il a pu mettre en évidence à l'aide de palynoflores récoltées sur des carottes de sondage la succession de deux séries paléogènes [G. FARJANEL et M. TURLAND, 1985].

- En position supérieure, juste sous les alluvions à zircons volcaniques, une microflore associée à des argiles sableuses verdâtres a livré de très forts pourcentages de conifères et un pollen marqueur *Aglaoreidia cyclops*, présent dans le Stampien de Limagne.

- C'est dans des couches sablo-argileuses assez grossières vers la base des formations, qui comportent des traces de "pédogenèses chaudes (niveaux cuirassés rouges, silicifications, croûtes calcaires)", qu'une seconde palynoflore a été retrouvée. Celle-ci n'a malheureusement pas fourni de pollens caractéristiques. La faible représentation des conifères et les principaux genres de feuillus recensés -l'abondance des Myricacées en particulier- ont conduit G. FARJANEL à proposer un âge "éocène supérieur".

Cette datation est un premier point important d'acquis. Elle confirme la présence de terrains "bartoniens" dans ce secteur. Présence que l'on pouvait déjà soupçonner à partir des observations opérées à Vicq-Exempt.

A une quinzaine de kilomètres à l'Ouest du bassin de la Célette, on rencontre ce qui peut être considéré comme le jalon le plus oriental des dépôts brennoux. Après A. DE GROSSOUVRE [1905], puis A. VATAN [1947], L. RASPLUS vient de reprendre l'étude de ce site [1978, p. 121] ; il y a reconnu une stratigraphie rigoureusement conforme à celle de la Brenne ; j'ajouterai qu'il s'agit également d'une disposition analogue à celle des dépôts du bassin Domérat-Montluçon. Des alluvions argilo-sableuses à galets siliceux, des sables argileux blanchâtres, plus ou moins consolidés en grès "grison"- tapissent la dépression de l'IGNERAIE et rappellent "les faciès communs en Brenne". Ces matériaux détritiques sont surmontés à l'extrémité orientale de leur zone d'affleurement, sur la petite butte des Varennes, à l'Est de Vicq-Exempt, par des argiles verdâtres, des marnes et un banc de calcaire lacustre, tandis que de nombreux blocs de meulière couronnent le sommet plat de la butte. L. RASPLUS a retrouvé dans les niveaux précités supérieurs une malacofaune assez abondante, contenant *Nystia duchasteli*, équivalent de l'"horizon à striatelles" du Pays des Couzes, c'est-à-dire d'âge "ludien supérieur à stampien inférieur".

Pour nous résumer, les bassins paléogènes de la bordure nord du Massif Central possèdent :

- une épaisseur limitée de sédiments, 10 à 100 mètres,
- une organisation nettement positive de leur série sédimentaire avec à la base, des alluvions à galets, et au sommet, des roches argilo-carbonatées,
- des traces de paléoaltérations visibles en périphérie, où elles concernent le substratum antépaléogène, et sur les dépôts eux-mêmes,
- un âge qui paraît bien fixé dans sa limite supérieure par la malacofaune ludienne terminale à oligocène inférieure des termes lacustres, les rubéfections accompagnées de silicifications qui accompagnent le plancher de l'accumulation rappelant les événements de l'Eocène moyen. La découverte d'une microflore de l'Eocène supérieur et le parallèle qui paraît s'imposer entre ces formations et la formation de Brenne permettent, enfin, de s'assurer de la présence effective du "Bartonien".

Malgré sa position décalée vers le Sud et son éloignement des auréoles secondaires, le fossé de Gouzon doit être considéré comme une annexe du système que l'on vient d'analyser. Les arguments pour rattacher ses dépôts à ceux du Montluçonnais ne manquent pas : outre la proximité, puisque les deux secteurs sont à peine séparés par une trentaine de kilomètres, il faut signaler la multiplicité des jalons intermédiaires. Les placages d'alluvions sablo-argileuses plus ou moins grésifiées -dont certaines pourraient bien appartenir à la génération "ilerdienne"- abondent autour de Boussac et de Lavaufranche ; ils assurent de l'extension des circonstances structurales propices au maintien d'une couverture sédimentaire paléogène jusqu'aux plateaux des basses Combrailles, au Sud des monts de la Marche.

Pendant très longtemps, les très mauvaises conditions d'observation offertes par la "plaine" de Gouzon avaient interdit aux chercheurs de cerner exactement l'importance et les caractères de l'accumulation. Plusieurs campagnes de sondages, menées en vue de recherches appliquées par la D.D.A. de la Creuse d'abord, puis ensuite par la S.C.U.M.R.A., viennent récemment de lever toute incertitude.

Les sédiments se sont accumulés sur le fond de deux "gouttières", dont la forme et la direction ne sont pas sans rappeler celles de la Brenne (fig. 68). La "gouttière" nord est étroite ; elle n'atteint pas deux kilomètres de large. Elle est par ailleurs profonde, puisque l'épaisseur des dépôts y dépasse cinquante mètres en plusieurs points. Au Sud d'un long seuil armé par des rhyolites stéphaniennes s'ouvre la "gouttière" méridionale. Elle est beaucoup plus large -jusqu'à 5 kilomètres- et moins accusée : la sédimentation y atteint au maximum 30 à 35 mètres.

C. GROSS dans sa thèse de 3^{ème} cycle [1984, pp. 20 à 34] a résumé les caractères particuliers des dépôts paléogènes. Ceux-ci s'organisent en plusieurs décharges détritiques positives assez semblables les unes aux autres. Une analyse détaillée a cependant permis de découvrir des nuances.

- La "gouttière" nord et la partie est de la "gouttière" méridionale possèdent le matériel le plus argileux et le plus évolué. Les feldspaths y sont parfois très peu nombreux -pratiquement pas de plagioclases dans les niveaux supérieurs-, avec même une disparition des feldspaths potassiques au milieu de la colonne.

- La partie occidentale, région de Grands-Champs, montre au contraire un matériel immature, très proche de ce qu'il est dans les arènes actuelles développées sur roche mère granitique. Avec leur granulométrie grossière, les couches inférieures de ce secteur possèdent du reste toutes les caractéristiques des alluvions lutéliennes de Lapadeyre -voir plus haut, page 302- qui affluent à peu de distance.

- Deux niveaux repères ont été révélés par les sondages (fig. 68) : vers la base de l'accumulation un banc dolomitique a pu être repéré à peu près partout, sauf à l'extrême Ouest, là où les décharges les plus grossières sont parvenues dans la cuvette. De la calcite et du gypse apparaissent, d'autre part, dans la partie la plus large de la gouttière méridionale, à proximité du toit de la sédimentation.

- Le cortège argileux de ces séries n'offre aucune variété ; il regroupe, en proportion voisine, une majorité de smectites -50 à 80 %-, de la kaolinite -10 à 35 %- et une petite fraction d'illite -3 à 15 %-, toujours présente cependant. Il s'agit de données rigoureusement semblables à celles obtenues dans le bassin de Montluçon, si l'on excepte les niveaux rubéfiés de base plus riches en kaolinite [A. LESVIGNES, 1981], et dans tous les petits bassins du "Sillon Houiller" -voir ci-dessous-.

Sur le plan stratigraphique, sans doute en raison de l'absence de rubéfaction, de grésification ou d'autres faciès remarquables, ces terrains étaient classiquement attribués à l'"Oligocène" au sens large [J. MERGOIL, 1962 - J. C. FLAGEOLLET, 1976]. Nous avons vu que la découverte de palynoflores sur le plancher de la cuvette sédimentaire ou dans ses premiers horizons avait complètement bouleversé les conceptions classiques. De prime abord, on serait tenté de considérer toute l'accumulation comme appartenant à l'Eocène moyen puisqu'il n'existe pas, en apparence, de véritable coupure en son sein. A la réflexion, ce critère est insuffisant : les données semblent rigoureusement identiques à celles observées en Brenne. Les deux "cuvettes" ne constituent pas de véritables fossés d'effondrement, ce sont des creux structuraux qui ont pu fonctionner à plusieurs reprises et non de façon continue dans le temps. Nous avons vu, dans le cas de la Brenne, de quelle manière des assises de base, parfois grossières -Cuisien-, parfois fines -Lutétien-, s'étaient déposées à différentes époques et dans différents secteurs. Les mêmes phénomènes se sont produits ici. Les cours d'eau qui circulaient dans l'axe de la dépression ont, suivant l'importance de leur charge et les modifications de la pente ou du débit, pu assurer le transport de leurs alluvions, les ont déposées ou les ont remaniées. L'absence ou le très petit nombre de paléosols traversés par les sondages s'expliquent, selon moi, par ces actions de remaniement multiples, lors des épisodes de moindre subsidence.

Le parallèle amorcé entre la Brenne et le fossé de Gouzon mérite d'être poursuivi. Parce qu'ils appartiennent au même type structural et qu'ils présentent à leur base des associations palynologiques identiques, les deux fossés ont toutes les chances d'avoir fonctionné sur des rythmes voisins. C'est d'ailleurs la conclusion à laquelle conduit une comparaison des séries sédimentaires elles-mêmes.

Les dépôts de Brenne diffèrent de ceux de Gouzon dans la mesure où il s'agit d'alluvions caractéristiques de domaines structuraux et morphologiques différents : aval établi sur auréoles sédimentaires secondaires dans un cas, amont reposant sur le socle dans l'autre. Mais la disposition des deux ensembles est similaire : ils s'organisent tous deux en niveaux alternativement grossier et fin, la taille des particules et l'opposition entre les lits étant plus importantes à l'amont. Les changements dans la pétrographie enregistrés

-proportion de la kaolinite et des smectites inversée, pourcentages des feldspaths variables- s'inscrivent dans la logique de l'espace : le matériel parvenu en Brenne a transité sur une plus longue distance, il s'est mélangé à des dépôts plus anciens ou à des altérites développées sur les couches mésozoïques -carbonates ou argiles kaoliniques-. Au-delà de ces nuances, on retrouve des données semblables : les séquences détritiques s'effaçant, dans certains secteurs des cuvettes et à certaines époques, pour laisser se déposer un matériel caractéristique d'un milieu confiné -gypse en amont, argiles magnésiennes en aval-, lui-même étant associé à des carbonates. De grandes séquences positives très proches de celles bien reconnues dans les fossés intermédiaires du Lys S^t-Georges [C. LORENZ et F. BAVOUZET, 1981] ou de Montluçon peuvent ainsi être reconnues. On peut raisonnablement penser qu'elles se sont déposées dans des cadres chronologiques voisins, c'est-à-dire entre l'Eocène moyen et l'Oligocène inférieur. Le problème fondamental est à leur sujet de préciser les volumes mis en jeu par chacune des périodes ; nous l'aborderons après avoir évoqué les dépôts d'un dernier domaine : ceux du "Sillon Houiller".

Jusqu'à ces dernières années, aucune étude n'avait été consacrée aux placages de sédiments argilo-sableux qui accompagnent le "Sillon Houiller". Ce sont les géologues du secteur privé dans leur recherche de l'uranium sédimentaire qui se sont les premiers intéressés à ces couches. La découverte du gisement de S^t-Pierre-du-Cantal a permis la multiplication des études ponctuelles. On connaît bien, désormais, l'extension et la nature de dépôts dont l'âge précis reste malgré tout incertain.

Tous les sédiments accumulés le long du "Sillon Houiller" ont en commun leur granulométrie et leur pétrographie. Ils sont formés par des alternances de lentilles de sables argileux à galets -"mégachenaux" de J. L. CARRE [1979]- et d'argiles sableuses parfaitement identiques à celles rencontrées dans les sondages du fossé de Gouzon. La matrice argileuse, riche en smectites mais contenant aussi kaolinite et illite, les sables, feldspathiques à 20 ou 30 %, rappellent le matériel paléogène de Gouzon. L'épaisseur des sédiments est en définitive un des principaux critères de distinction entre les différents placages. La plupart ont de quelques mètres à une trentaine de mètres au maximum d'épaisseur. Seuls les lambeaux déposés sur le "Sillon Houiller" lui-même, de Bourg-Lastic, au Sud, à S^t-Gervais d'Auvergne, au Nord, ont révélé des accumulations plus importantes. 110 mètres de sédiments ont été traversés à Sauvagnat et 60 mètres à S^t-Gervais d'Auvergne.

On ne peut pas, sur l'unique critère de l'identité de faciès, assimiler les alluvions du "Sillon Houiller" à celles de Gouzon. On le peut d'autant moins que ces matériaux présentent des convergences tout aussi troublantes avec des sédiments dont l'âge paléogène supérieur est démontré dans les limagnes -voir page 396 et suivantes-. Face à des alluvions aussi "atypiques", la prudence en matière de stratigraphie s'impose ; elle commandait d'attendre des découvertes paléontologiques. Les premières viennent d'être réalisées dans ces niveaux longtemps réputés azoïques. Les palynologues du B.R.G.M. ont, en effet, identifié plusieurs paléoflores [J. J. CHATEAUNEUF et G. FARJANEL, 1982]. Les résultats les plus intéressants ont été obtenus dans la région du Puy S^t-Gulmier. Des sables gris, prélevés à une vingtaine de mètres de profondeur au Sud de Pontaurum, ont livré une association pollinique dominée par les spores et comportant des feuillus -Juglandacées, Myricacées- avec quelques Gymnospermes, mais pas de pollen marqueur. "Le caractère encore chaud de la flore et les premiers éléments de coniférales" ont incité les palynologues à placer ce niveau dans une "fourchette d'âge allant de l'Eocène supérieur à l'Oligocène inférieur" [1982, p. 10]. Une palynoflore très semblable a été recueillie à une quinzaine de mètres de profondeur, au Nord du Puy S^t-Gulmier : plus riche en arbres -Sapotacées, Myricacées, Palmiers, quelques Pinacées- elle a par ailleurs révélé la présence de *Pseudospinaepollis pseudospinosus*, marqueur discontinu dans le Paléogène de Bretagne d'une période allant du Cuisien au Stampien inférieur [M. F. OLLIVIER-PIERRE, 1980]. Sur ces bases et en tenant compte du fait que les bassins situés aux deux extrémités du "Sillon Houiller", bassins de Maurs, au Sud, et de Cosne-d'Allier, au Nord, ont effectivement recueilli du "Bartonien", je ne pense pas que l'on puisse douter de la présence d'Eocène supérieur dans les séries sédimentaires du "Sillon Houiller". Comme il est loin cependant de représenter l'ensemble des accumulations, on doit essayer de préciser l'ampleur de sa participation.

Une remarque d'une grande importance mérite d'être faite à ce propos. On ne dispose en apparence pas dans cette région du repère, si précieux dans l'Est du Massif Central, des paléosols rubéfiés. Ceux-ci n'apparaissent qu'au Nord des monts de la Marche, à l'Est du "Sillon Houiller", dans le bassin de la Sioule moyenne, ou au Sud, dans la Châtaigneraie. Je n'en ai trouvé aucun jalon significatif sur les plateaux de la haute Dordogne, ni sur les plateaux qui entourent Gouzon, ni nulle part en Limousin. Si la chose n'est pas trop surprenante pour les plateaux du Limousin, soumis à regradation pendant l'essentiel de la durée de l'ère tertiaire, elle est plus étonnante à proximité des lambeaux de terrains paléogènes. J'expliquerai cette relative anomalie par l'activité morphogénique qui a affecté l'Ouest du Massif Central tout au long de l'Eocène. Une érosion, minime mais constante, s'étant exercée dans ce secteur durant toute l'"accalmie" lutétienne. Des conditions structurales, climatiques et topographiques aptes à fournir des alluvions modérément évoluées semblent s'être maintenues depuis l'Eocène moyen jusqu'à l'Oligocène. Il est par conséquent, à mon avis, vain d'espérer vouloir distinguer la part des différents épisodes dans l'état actuel des connaissances. Le Lutétien, le "Bartonien", le Ludien supérieur et le Stampien ont fourni du matériel. La faible étendue des fossés dignes de ce nom assure de toute façon d'une participation très modeste de chaque phase morphogénique. Finalement, comme nous l'avons fait en Brenne, la meilleure solution est de proposer une fourchette à l'intérieur de laquelle le volume du "Bartonien" au sens large -Bartonien *stricto sensu*, Ludien inférieur et moyen- peut être placé. Parce que le jeu des structures paraît s'être poursuivi plus longtemps à l'Oligocène le long du "Sillon Houiller" que dans les fossés des marges septentrionales, je crois que le "Bartonien" occupe une place plus importante dans ces derniers : j'avancerai une participation pouvant s'élever entre le cinquième et la moitié de

l'accumulation pour les fossés de Gouzon ou Montluçon, entre le cinquième et le tiers pour les fossés du "Sillon" de Cosne à Bourg-Lastic, soit entre 5 et 12 km³ -voir page 399-.

d - CONCLUSION SUR LA CRISE "BARTONIENNE" DANS LE MASSIF CENTRAL :

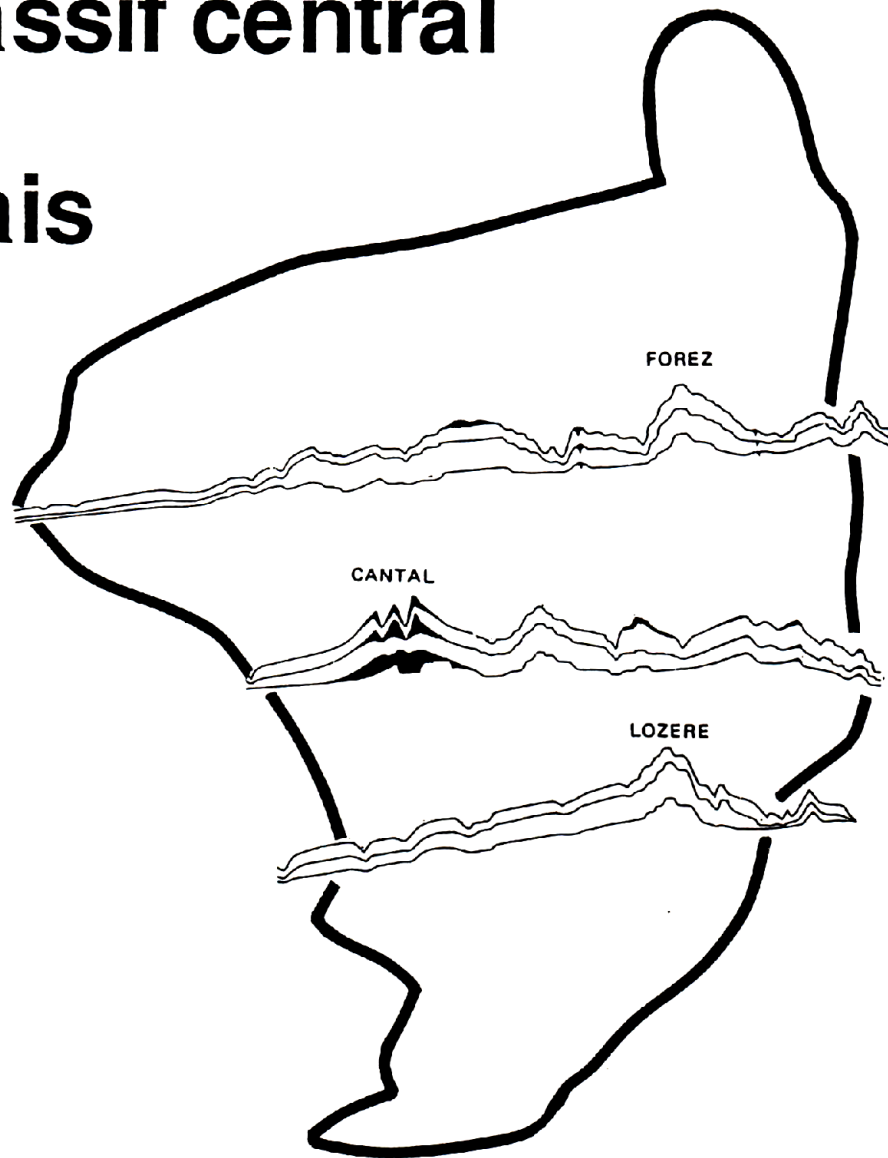
En dépit des incertitudes nombreuses qui pèsent encore sur les conséquences exactes de cette période, il convient de dresser un bilan.

Le premier constat à opérer porte sur les liens qui unissent la crise et les bassins paléogènes du Massif : le "Bartorien" paraît avoir été une étape décisive dans la structuration des principaux fossés. Ce phénomène est responsable de la multiplication des dépôts ; la figure 67 donne une idée de leur extension. On doit cependant noter qu'il n'y a pas eu de puissantes accumulations, comme il s'en produira au Ludien supérieur ou à l'Oligocène. Le jeu en creux des zones affaissées et la reprise d'érosion sur les secteurs soulevés sont restés d'ampleur limitée.

Les volumes de sédiments concernés par cette évolution sont difficiles à estimer, en raison surtout de l'ignorance dans laquelle on demeure, aujourd'hui encore, de leur importance sous les principales limagnes. Si l'on se basait sur les épaisseurs visibles à l'affleurement -soit des hauteurs variant entre quelques mètres et une vingtaine- et si l'on étendait ces données à la superficie que les fossés pouvaient avoir à l'Eocène supérieur -environ les deux tiers de la surface occupée à l'Oligocène terminal, car des phases d'extension très nettes se sont produites au Paléogène supérieur, voir le chapitre suivant- on obtiendrait un total compris entre 60 et 100 km³. En réalité, la marge d'incertitude est plus importante. La forte épaisseur de sédiments attribuable au "Bartorien" dans la partie inférieure du sondage S^t-Beauzire 101 de Grande Limagne, soit près de 250 mètres, pose le problème de l'affaissement beaucoup plus prononcé de certaines structures dès l'Eocène supérieur. En supposant la présence de ces dépôts avec une importance partout comparable sous toute la "fosse de Riom" -voir page 384 et fig. 82-, on aboutit déjà à un volume de 30 km³ pour cet unique secteur. Comme d'autres accumulations de ce type peuvent exister ailleurs, sous le Bourbonnais, le Roannais, ou le Forez, il est très difficile d'avancer un chiffre précis. Une fourchette située entre 60 et 180 km³ sera en définitive retenue.

* * *

l'évolution géomorphologique du massif central français



essai sur la genèse d'un relief

tome II

ALAIN LE GRIEL

l'évolution géomorphologique du massif central français

essai sur la genèse d'un relief

tome II

LIVRE II

**L'HISTOIRE DU RELIEF :
HERITAGES ET MISE EN PLACE**

**ENQUETE SUR LA LOGIQUE IMPOSEE PAR
LE TEMPS**

**SUITE DU CHAPITRE 3 :
LE MASSIF CENTRAL AU "PALEOGENE
INFERIEUR"**

- E -

L'EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DU MASSIF CENTRAL AU "PALEOGENE INFERIEUR" :

* * *

Suivant la démarche déjà utilisée pour les grandes périodes du Secondaire, j'envisagerai successivement l'ambiance bioclimatique dans laquelle l'évolution géomorphologique s'est déroulée, puis ses principales étapes.

1 - LE CONTEXTE BIOCLIMATIQUE :

En dehors des indications classiques apportées par les macrofossiles végétaux ou animaux ou par la nature des sédiments, le paléogéographe dispose aujourd'hui de la multiplication des études palynologiques. Les renseignements qu'elles fournissent modifient sensiblement les impressions souvent contradictoires nées de l'analyse des autres données. Une place particulière leur sera réservée.

a - LES CLIMATS EOCENES POUR LES GEOMORPHOLOGUES ET LES GEOLOGUES :

L'exposé de quatre points de vue récents permettra de faire le tour de la question.

P. MANDIER a évoqué la paléoclimatologie du Paléogène inférieur dans le livre I de sa thèse [1984, pp. 45 à 49]. Après avoir rappelé l'opinion des géographes qui s'étaient, avant lui, intéressés à la même région -A. JOURNAUX, J. MASSEPORT et Y. BRAVARD-, tous favorables à des alternances entre des climats altérants chauds et humides et des climats décapants chauds et secs, il s'est intéressé aux idées exprimées à ce sujet par les géologues. Il a ainsi trouvé une première confirmation de cette façon de voir dans les écrits de M. STEINBERG lors du colloque sur l'Eocène [1969, pp. 352-357]. Celui-ci avait reconnu l'existence d'une double alternance biostasie -Paléocène, Lutétien- rhexistasie -Yprésien, Bartonien- dans un contexte d'ensemble "tropical". Il a ensuite évoqué les conclusions de C. SITTLER [1965] basées à la fois sur la sédimentologie et la palynologie. Le climat aurait été, à cette époque, de "type tropical à saison humide et sèche relativement équilibré", les moyennes annuelles de températures oscillant entre 20 et 22°, les précipitations assez fortes dans l'ensemble connaissant de faibles variations vers l'humide ou vers le sec.

C'est à l'occasion de son étude des sédiments de Douévas que P. MANDIER a situé avec le plus de précision sa propre position. Rappelant brièvement l'opinion de G. LATREILLE [1969] sur la forte altération chimique nécessaire à l'explication de certains caractères du matériel, il a admis [1984, pp. 47 à 49] dans un premier temps une attaque chimique de la couverture sédimentaire sous climat chaud et humide, puis, après l'exercice de déformations tectoniques, l'intervention de processus d'érosion liés à un climat rhexistasique "à saisons sèches marquées, voire semi-arides", entraînant la mise en place aux pieds des reliefs de véritables cônes de déjection. Il a donc adopté le point de vue classique d'une morphogenèse avant tout commandée par des changements dans la nature du climat.

C. KLEIN [1973] s'est longuement interrogé sur ces problèmes. Le détail de son raisonnement mérite d'autant plus d'être rapporté qu'il s'est appuyé sur un terrain vaste et riche en données multiples.

Il a opéré une première et importante division entre l'Eonummulitique -Paléocène et Yprésien- et le Mésonummulitique -Lutétien et Bartonien-Ludien-. Pour chacune de ces périodes, il a examiné à la fois le témoignage des flores fossiles et des paléaltérations.

A l'Eonummulitique, la morphologie des végétaux retrouvés dans les grès de Vervins et dans le travertin de Sézanne d'une part, celle des flores des argiles de Laon et des grès de Belleu, d'autre part, lui ont

servi à détailler les caractères du climat. Après une première phase, marquée par le maintien de conditions semblables à celles du Crétacé, en dépit des formidables mutations biologiques intervenues à la base du Danien, le Thanétien aurait représenté un premier épisode plus sec et plus tempéré. La chaleur et l'humidité seraient revenues à l'Yprésien inférieur, alors que des formes végétales rabougries, indicatrices de la sécheresse, auraient fait leur apparition à l'Yprésien supérieur [1973, pp. 368-369]. Il a relié la genèse d'importants volumes d'argiles à silex à l'exercice d'un climat chaud et humide fortement altérant pour les carbonates [p. 370], tandis que l'existence de silicifications fini-landéniennes, fini-sparnaciennes et finicuisiennes "interstratifiées dans la série sédimentaire" lui a semblé un témoignage du rôle joué par des climats à "saisons sèches mieux marquées" [pp. 371-372].

Le chapitre consacré à "l'endoréisme mésonummulitique" [pp. 467 à 501] a été l'occasion pour C. KLEIN d'une très importante mise au point en matière de paléoclimatologie. Il est difficile de résumer des propos très fournis en références de terrain ou en références bibliographiques. En s'arrêtant aux principales idées, l'opinion de C. KLEIN s'organise ainsi.

- Le climat mésonummulitique, du Lutétien au Ludien, aurait été différent de celui de l'Eonummulitique ; en l'occurrence et pour reprendre une expression citée de G. DE SAPORTA, il aurait été "plus chaud, plus sec et plus inégal" [p. 473].

- La meilleure preuve de l'accroissement de l'aridité se situerait, en dehors des arguments tirés des paléoflores, dans une donnée sédimentologique : la présence de niveaux gypseux et leur association avec des argiles fibreuses, témoins incontestables d'une "ambiance aridisante" [p. 477].

- Enfin, la situation stratigraphique des types de paléoaltération permettrait de dresser un bilan précis de l'évolution climatique. Les multiples faciès du "Sidérolithique in situ" seraient apparus, du Cuisien supérieur au Bartonien inférieur, à l'occasion de la pause morphogénique centrée sur le Lutétien, sous un "climat de transition" plutôt humide et favorable à la pédogenèse [p. 481]. Avant et après l'épisode bartonien de pédimentation responsable du remaniement des altérites lutétiennes - "Sidérolithique de transport" - et celui du dépôt des gypses, contemporains au Ludien de la phase climatique la plus aride, des silicifications superficielles témoigneraient de conditions moins sévères sur le plan de la sécheresse [p. 490].

On doit noter, pour terminer, que C. KLEIN a reconnu dans la sécheresse mésonummulitique une des causes de la désorganisation du réseau hydrographique, la place la plus importante dans l'explication de l'endoréisme étant toutefois réservée à la tectonique [pp. 467 à 472]. A ce propos, il a tenu à souligner que, même au coeur de la phase la plus sèche, au Ludien moyen, de vastes nappes d'eau temporaires ou pérennes avaient continué à occuper le fond des cuvettes, l'aridification n'ayant donc jamais été extrême [p. 496].

Les géologues se sont aussi préoccupés de paléoclimatologie. L. RASPLUS n'a pas manqué, par exemple dans son étude de la Brenne, de signaler tous les indices climatiques fournis par la sédimentologie. L'organisation et la granulométrie des dépôts de Brenne lui ont ainsi révélé une mise en place par "des cours d'eau saisonniers, à crues brutales, à charge solide momentanément importante, où l'écoulement est très discontinu, venant aboutir dans une dépression semi-endoréique à lac et marais temporaire" [1978, p. 217]. Il a reconnu dans ces caractères ceux de "rivières du type oued", rapprochant l'observation de plusieurs autres traits propres aux régions semi-arides : présence d'encroûtements calcaires, néogenèse d'argiles fibreuses, concrétionnements gypseux ou cristallisation de barytine [p. 218]. Il a, au passage, souligné "la convergence satisfaisante entre l'analyse morphologique de C. KLEIN de la Brenne et de ses abords et sa propre approche sédimentologique" [p. 219]. Il a conclu sur les modalités de l'accumulation en remarquant que le rôle de la tectonique se serait "limité au déclenchement des phénomènes d'ablation" tandis que "l'emprise d'une crise morphoclimatique y aurait été prédominante", la cuvette de Brenne lui paraissant "relever du concept de garaa (?) ou playa". Le "climat à saisons sèches marquées de l'Eocène supérieur" se serait opposé au "climat très chaud et très humide de l'Eocène inférieur et moyen" [p. 223].

M. THIRY, dans sa thèse sur les "argiles sparnaciennes du Bassin Parisien" [1981] et dans plusieurs articles [en particulier G. GRANDIN et M. THIRY, 1983], a insisté de son côté sur les rapports entre paléoaltérations et climats anciens. "L'importance des encroûtements calcaires accompagnés d'altérations de quartz" et "les diverses formes pétrographiques oeuvre d'alternance de dissolution et de précipitations" accompagnant les argiles plastiques bariolées du Sparnacien inférieur l'ont amené à évoquer [1981, p. 153] "un climat relativement aride probablement à saisons contrastées" pour une période considérée auparavant par tous les chercheurs - y compris P. MANDIER, C. KLEIN et L. RASPLUS - comme le prototype de l'épisode humide.

Il s'est, par ailleurs, longuement interrogé sur le cas des silicifications ayant affecté après leur dépôt les sédiments yprésiens. D'une part, il a souligné le rôle des contrastes saisonniers d'humidité dans la dissolution, la migration et le dépôt de silice [1981, p. 132] ; d'autre part, il s'est attaché à démontrer que, en dehors des nuances introduites par la granulométrie du matériel d'accueil ou la position des secteurs affectés par rapport au bassin, le degré de silicification était sous la dépendance de l'âge des séries fossilisatrices. M. THIRY a, en effet, observé que les silicifications étaient uniquement formées de gravillons quand le toit du Sparnacien avait un âge lutétien, de véritables dalles quartziques étant en revanche visibles sous les calcaires ludiens. Dans sa thèse il a seulement expliqué le phénomène par la durée d'exposition en surface, mais il a affirmé avec netteté, ensuite, [1983, p. 9 et 11] les liens qui uniraient silicification et climat. Tous les cuirassements siliceux du bassin de Paris méridional se seraient formés à l'occasion d'une période de transition climatique, au moment du passage des climats tropicaux contrastés de l'Eocène inférieur aux climats chauds et arides de l'Eocène supérieur [M. THIRY et M. TURLAND, 1985, p. 188].

En conclusion de ces quelques remarques, il faut bien évidemment noter qu'aucune donnée sérieuse, en dehors du caractère hygrophile de macroflore fossile -caractère sans doute très influencé par l'environnement local, voir ci-dessous-, n'a pu être versée au crédit de l'hypothèse de climats chauds et humides éocènes. Toutes les observations sédimentologiques précises réalisées ces dernières années concernent des processus considérés comme actifs dans les régions tropicales actuelles. Si les spécialistes tendent à les rattacher à des nuances arides, il est indispensable de souligner que la plupart des phénomènes décrits nécessitent l'alternance à bref intervalle d'une saison humide et d'une saison sèche. De ce point de vue, les études des sédimentologues me semblent montrer la poursuite, sans changement notable, des circonstances climatiques reconnues tout au long du Secondaire, c'est-à-dire de la succession de saisons pluviométriques contrastées. Il convient maintenant de se référer aux possibilités offertes par des méthodes de reconstitutions climatiques assez précises, surtout par la palynologie, pour vérifier si de véritables pulsations vers le sec ou vers l'humide, se sont ou non produites au cours de l'Eocène.

b - LES APPORTS DE LA PALYNOLOGIE :

Trois thèses viennent d'apporter dans le domaine des paléoclimats du Paléogène inférieur des renseignements selon moi fondamentaux : ce sont les travaux de C. GRUAS-CAVAGNETTO [1977], J. J. CHATEAUNEUF [1980] et M. F. OLLIVIER-PIERRE [1980]. Il existe de remarquables convergences entre les conclusions auxquelles ont abouti ces auteurs.

Ils ont tout d'abord clairement situé l'écart qui séparait les images de la couverture végétale obtenues à partir des macrorestes végétaux et des pollens fossiles. Un grand nombre de familles ou de genres très bien représentés dans la palynoflore n'ont laissé aucune trace de bois ou de feuillage. Les macroflores ont le plus souvent conservé une végétation très typée, dont le caractère hygrophile est en accord avec la nature habituelle des milieux de dépôt [J. J. CHATEAUNEUF, 1980, p. 329]. Au contraire, les résultats donnés par la palynologie renseignent d'abord sur la végétation d'arrière-pays, riche en espèces anémogames [C. GRUAS-CAVAGNETTO, 1977, p. 163]. Les images fournies par les unes et les autres sont complémentaires et doivent donc être associées.

Suivant la démarche classique des paléobotanistes, les trois auteurs ont utilisé le contexte écologique dans lequel vivent les descendants des espèces recensées pour dresser un tableau de la flore éocène. Avec les réserves d'usage à propos des rapports établis entre espèces disparues et espèces actuelles ou l'emploi du postulat du maintien à travers les temps géologiques des mêmes besoins ou des mêmes tolérances écologiques, ils ont choisi de distinguer dans les spectres palynologiques trois grands groupes : les éléments tropicaux, subtropicaux à tempérés chauds, et tempérés -J. J. CHATEAUNEUF ajoutant une quatrième catégorie : celle des cosmopolites-. Ils ont établi sur cette base deux constatations.

- Le mélange observé à l'Eocène entre ces grands groupes situerait l'association végétale de l'époque dans le type "forêt mixte avec interpénétration de taxons tropicaux à feuilles persistantes et de taxons tempérés caducifoliés [M. F. OLLIVIER-PIERRE, 1980, p. 199].

- Parce que l'on ne retrouve un tel amalgame que dans le contexte climatique très spécial des façades orientales actuelles des continents, ils ont proposé d'étendre les principaux traits météorologiques du climat "chinois" au contexte de l'Europe occidentale paléogène [M. F. OLLIVIER-PIERRE, p. 199], allant jusqu'à mettre en doute le qualificatif de "tropical" très souvent employé -voir ci-dessus- pour désigner le climat éocène [C. GRUAS-CAVAGNETTO, p. 238].

Les changements intervenus dans la représentation des trois grands groupes leur sont apparus comme une conséquence de variations climatiques. Pour C. GRUAS -CAVAGNETTO [p. 238] le climat éocène, après un épisode plus tempéré au Thanétien, a été marqué de l'Yprésien au Lutétien par un maximum thermique avant le refroidissement de la fin du Bartonien. M. F. OLLIVIER-PIERRE est arrivée à des conclusions identiques [p. 200].

J. J. CHATEAUNEUF, qui s'est particulièrement intéressé à la question, a proposé un tableau très précis des modifications climatiques que la palynologie permettrait d'indiquer pour une période allant de la fin du Lutétien à l'Oligocène. Un des croquis de sa thèse, reproduit sur la figure 69, montre les variations supposées de températures et d'humidité d'une époque à l'autre, à partir de changements intervenus dans l'abondance des espèces. Le commentaire qui l'accompagne [pp. 335 à 339] mérite d'être résumé. D'une part, il a insisté sur le rôle essentiel joué par les températures dans les changements les plus importants, l'hygrométrie n'intervenant que de façon secondaire [p. 338] ; d'autre part il a admis que certains taxons hygrophiles, mésophiles ou xérophiles, très sensibles à ce dernier facteur -il cite *Carya*, *Lilia*, et *Ephedra*-, pouvaient malgré tout renseigner sur le degré d'humidité de chaque période. A l'aide de la place occupée par les espèces témoins, il a établi une courbe hygrométrique assez précise, puisqu'il a distingué de nombreuses nuances : sécheresse marquée du Lutétien supérieur, alternance de saisons au Bartonien, avec une phase d'humidité assez accentuée au Marinésien supérieur, retour au Ludien à "une sécheresse dont les effets ne se font réellement sentir qu'après le dépôt des Marnes d'Entre-deux-Masses" [p. 339].

L'ensemble des résultats obtenus par l'analyse pollinique, en particulier le maintien d'une forêt mixte tout au long de l'Eocène, ont amené les trois auteurs à constater un certain désaccord avec les idées classiques en matière de paléoclimatologie. Ils n'ont pas cependant insisté de la même façon sur ce point.

- M. F. OLLIVIER-PIERRE, après avoir noté des divergences entre les interprétations basées sur la sédimentologie et celles formulées à partir de la paléobotanique [p. 203], a eu tendance à les atténuer [p. 206], même si les très intéressants schémas qu'elle a dessinés, reproduits sur la figure 70, me paraissent, au contraire, les illustrer de manière spectaculaire en montrant, entre autres, les limites de la "rhexistasie" bartonienne.

- J. J. CHATEAUNEUF s'est attaché à souligner le désaccord [p. 340]. Ses remarques au sujet de l'"aridité" de l'Eocène supérieur sont capitales. Après avoir constaté que tous les indices -sédimentologique, avec le gypse, et palynologique, avec la baisse du pourcentage des plantes hygrophiles- convergeaient au Ludien pour démontrer une "certaine diminution de l'humidité ambiante", il a tenu à préciser que les conditions climatiques de l'époque étaient restées "très favorables au maintien et au développement d'une flore tropicale relativement luxuriante", celle-ci étant seulement "gênée au moment de la Haute-Masse du gypse", "sans être altérée, toutefois, puisqu'elle a repris possession du terrain dès le dépôt des Marnes bleues d'Argenteuil". Face à ces données, J. J. CHATEAUNEUF a conclu avec logique que le dépôt des gypses éocènes supérieurs du bassin de Paris pourrait ne pas être "lié à un phénomène exclusif d'évaporation du type sebkhas".

La question de l'origine du gypse sera traitée plus loin -voir pages 421 à 423-, elle est associée au fonctionnement des grands fossés du Paléogène supérieur. Je me contenterai d'observer ici qu'avec cette dernière constatation, J. J. CHATEAUNEUF a fortement sapé les bases de la démonstration sur laquelle reposaient les conceptions paléoclimatiques de beaucoup de géographes.

c - LES LIMITES DES VARIATIONS CLIMATIQUES EOCENES :

Pour nous résumer, les informations récentes apportées par la palynologie révèlent le maintien d'une couverture forestière "mixte" pendant tout le Paléogène inférieur, jusqu'au Ludien moyen. Au cours de la période, la végétation de la moitié septentrionale de notre pays n'a pas connu de véritables bouleversements ; les plus importantes modifications apportées à la flore se placent entre le Paléocène, où les espèces de type "tropical" dominaient largement, et le Bartonien, où les espèces réputées "tempérées" ont fini par occuper une grande place dans tous les milieux, zones basses marécageuses ou arrière-pays. Il y a, par conséquent, incompatibilité entre les témoignages palynologiques et l'existence de climats contrastés ayant pu déclencher de véritables crises morphogéniques par transformation brutale des conditions de l'érosion. Cela me semble d'autant plus vrai qu'à aucun moment la forêt "éocène" n'a dû représenter une formation végétale fermée assurant une stabilisation parfaite des sols. J'ai déjà insisté sur cette idée à propos de la végétation mésozoïque ; elle sera examinée une nouvelle fois, mais de façon rapide, malgré ses implications considérables.

- Le développement de certaines catégories de plantes ne s'était toujours pas fait à l'époque : les Herbacées, en particulier, représentaient encore une petite partie du tapis végétal. Ce n'est qu'au Bartonien que l'on constate pour la première fois un appauvrissement relatif de la flore arbustive au profit des Herbacées.

- L'existence de saisons pluviométriques contrastées, avec une saison sèche bien marquée, est prouvée non seulement par des témoignages directs, comme le caractère xéromorphe de certains macrorestes, mais encore, et surtout, par les renseignements indirects fournis par la sédimentologie. A côté des processus d'altération, mise en solution ou hydrolyse, propres à une saison humide dont l'importance est bien démontrée par la présence d'une forêt dans un contexte thermique nettement plus chaud que l'actuel, les études sédimentologiques mettent l'accent sur de nombreux phénomènes liés à la saison sèche : précipitations de matières dissoutes, oxydes de fer, carbonates ou silice, et nature spasmodique de l'écoulement fluvial due à l'arrivée des pluies après une phase de sécheresse.

Le manque permanent de stabilité provoqué par l'absence de strate herbacée sous la forêt éocène, instabilité renforcée de façon temporaire par l'action de la saison sèche sur les autres végétaux, explique qu'il aurait fallu des transformations climatiques de grande ampleur pour rendre compte de crises morphogéniques basées sur l'ouverture du tapis végétal. La démonstration de la réalité d'une saison sèche au coeur des périodes réputées les plus humides -Sparnacien inférieur du bassin de Paris- assure du rôle protecteur très limité joué par la couverture végétale : il n'y a pas eu alors de véritable biostasie au sens où on l'entend aujourd'hui. On peut, dans ces conditions, admettre que toutes les crises morphogéniques qui se sont produites à ce moment-là ont été amenées par des pulsations tectoniques. Celles-ci me paraissent pouvoir rendre compte de l'ensemble des détails de l'évolution paléogéographique du Massif Central jusqu'au Ludien moyen. C'est l'idée qu'il me faut maintenant illustrer.

Les différences observées d'une région à l'autre dans l'âge, l'importance ou la nature des décharges détritiques se comprennent beaucoup plus facilement dans le cadre d'un contrôle des reprises d'érosion par la tectonique avec des décalages spatiaux dans l'âge, l'intensité ou le style des déformations. Dans l'hypothèse de crises climatiques, les effets de la morphogénèse auraient dû s'exercer partout au même moment à l'échelle du Massif Central et de ses marges.

Les variations que le couvert végétal a connues au cours de l'Eocène ont pu être effectivement provoquées par de légers changements climatiques -voir page 415- ; elles pourraient aussi s'expliquer en partie par d'autres facteurs, en l'occurrence par les transformations du milieu physique, sous la double action de l'évolution tectonique et morphologique. Par l'intermédiaire des pentes, la structure agit sur les microclimats

édaphiques et ainsi sur la végétation. Il est remarquable d'observer, sur le diagramme proposé par J. J. CHATEAUNEUF [fig. 69], un lien très net entre les types de sédiments et des changements dans l'humidité attribués au climat : la sédimentation carbonatée -Lutétien, Marinésien, Ludien inférieur- aurait correspondu à des périodes de sécheresse et les séries détritiques -Auversien, Marinésien supérieur- à des périodes d'humidité. J. J. CHATEAUNEUF a sans doute jugé normale une coïncidence sur laquelle il n'a fait aucun commentaire ; pourtant il est à mon avis indispensable de s'y arrêter. Elle condamne, à elle seule, l'hypothèse d'une morphogénèse commandée par des alternances entre biostasie et rhexistasie climatique, car on aboutirait au paradoxe de décharges détritiques libérées durant les phases d'humidité et de couverture forestière dense, et d'épisode d'aridité permettant une calme sédimentation carbonatée ! Quelques chercheurs penseront peut-être que cette situation ne s'accorde guère mieux avec l'hypothèse suggérée plus haut d'un lien entre période de morphogénèse active et période d'humidité accrue ; ce n'est pas cependant mon opinion. J'ignore les conditions exactes dans lesquelles J. J. CHATEAUNEUF a construit son schéma, c'est-à-dire la position stratigraphique et le nombre d'échantillons qui lui ont servi, et surtout les données précises grâce auxquelles il a le plus ou moins accentué le tracé de sa courbe, il ne me semble pas, malgré cela, impossible de trouver une logique à son schéma. Une courbe hygrométrique de la végétation ne pouvant être basée que sur les variations du nombre d'espèces et/ou du pourcentage d'individus caractéristiques des milieux secs ou des milieux humides, il s'agit de recenser les facteurs qui ont influencé ces quantités et de mesurer leur importance respective. On serait bien sûr tenté, dans un premier temps, de ne reconnaître qu'une seule cause au phénomène, à savoir l'augmentation ou la diminution du total des précipitations, l'exemple des crises quaternaires dans la zone intertropicale servant de base à la démonstration. Dans le cas de l'Eocène, il y a selon moi assez peu de chance pour que ce facteur ait joué : les correspondances bien visibles sur le diagramme de J. J. CHATEAUNEUF entre d'une part rafraîchissement et humidité, d'autre part réchauffement et sécheresse permettent de le supposer. Comme nous le verrons pour le Paléogène supérieur et le Néogène, les véritables crises climatiques ont associé très logiquement diminution des températures et baisse de l'humidité. Un autre élément d'explication doit donc être recherché. Je proposerai, suivant l'hypothèse qui a déjà été avancée pour le Trias, les changements de la valeur des pentes. A l'occasion des périodes de déformations du sol, les pentes se sont temporairement accentuées ; le ruissellement plus intense a accru le débit des rivières et des milieux humides de zones basses sont apparus le long des principaux drains du réseau hydrographique. Les alluvions grossières, en transit à ces époques, ont constitué des accumulations à l'intérieur desquelles une nappe phréatique était présente jusqu'au cœur de la saison sèche ; des espèces hygrophiles ont colonisé ces secteurs. A l'issue de la phase tectonique, lorsque l'érosion est parvenue à réduire la valeur générale des pentes, le ruissellement s'est fait moins intense ; l'infiltration et l'évapotranspiration sur place d'une importante fraction des pluies, sans que leur total ne varie dans de notables proportions, a contribué à réduire l'humidité des zones basses où les plantes hygrophiles se sont faites beaucoup moins nombreuses, concurrencées par les taxons de substrat sec.

En conclusion de ces remarques sur les rapports entre modification du couvert végétal et climats éocènes, je pense qu'il faut bien distinguer deux séries de données.

- Une réelle influence du climat s'est exercée sur les plantes par l'intermédiaire des températures -voir page 414 et suivantes-. L'augmentation des espèces tempérées a été l'effet le plus spectaculaire du phénomène.

- Les épisodes de "rafraîchissement" qui se sont produits à l'Eocène n'ont cependant pas été suffisants pour engendrer une diminution notable des précipitations : les phases "fraîches" ont correspondu à des périodes humides. Dans ces conditions, les variations de l'humidité des biotopes semblent avoir plus été contrôlées par des circonstances édaphiques que par des données atmosphériques, leur cause pouvant être à mon avis située dans la valeur des pentes.

On peut ainsi rendre compte, par le biais de la tectonique et de la topographie, de certaines modifications enregistrées par le couvert végétal. Le même raisonnement sera utilisé pour expliquer des changements de la nature des sédiments, très souvent attribués au climat. Je me contenterai de développer, à ce sujet, un exemple précis, particulièrement démonstratif.

Dans une publication récente, déjà évoquée pour ses considérations stratigraphiques -voir plus haut, page 286-, J. L. DUCREUX, D. MICHOUX et R. WYNS [1984] ont reconnu, suivant une démarche très classique, dans les transformations du cortège argileux des sédiments yprésiens de la Champagne et de la Brie, l'oeuvre de variations climatiques. Ils ont attribué la succession d'argiles smectitiques, datées par les Dynophycées du Sparnacien inférieur -zone W 1-, et d'argiles kaoliniques, situées au Cuisien -zones W 5 et W 6- à un changement dans la nature du climat. Après une période "chaude aux saisons sèches marquées, compatible avec la formation d'encroûtements carbonatés et l'abondance des smectites" [p. 1285], une "augmentation rapide de la pluviosité" aurait entraîné "une rupture rhexistasique" à l'origine de l'arrivée dans le bassin d'interstratifiés kaolinite-smectite, puis d'argiles kaoliniques presque pures, témoins d'un "meilleur lessivage des sols dans un contexte plus chaud et plus humide" [p. 1286]. H. ERHART et les partisans de ses idées seront bien entendu très étonnés de voir une crise "rhexistasique", engendrée par le climat, se dérouler dans une phase d'humidité croissante et de développement maximal de la végétation. Je serais personnellement plutôt disposé à leur "pardonner" cet écart aux normes habituelles car il me semble justifié dans un contexte naturel aux sols encore mal protégés par le tapis herbacé ; toutefois, d'autres solutions me paraissent plus simples et plus efficaces.

Rendre compte des changements de minéralogie des argiles par des variations climatiques, l'ensemble des autres paramètres -topographie et nature du substratum- restant identiques, impose de faire

appel à de véritables bouleversements des conditions atmosphériques que la palynologie n'a pas enregistrés. Il est beaucoup plus logique, en fonction des données dont le paléogéographe dispose, de renverser l'ordre des causes, c'est-à-dire d'admettre un climat demeuré à peu de chose près constant et, au contraire, de reconnaître dans les sédiments accumulés des altérites issues de sols développés sur un substratum et des pentes différentes. Une augmentation d'humidité enregistrée par la végétation locale, due à l'accroissement de l'étendue du golfe marin et des espaces marécageux, est très plausible, mais il est inutile de s'attarder à démontrer que ce dernier phénomène a lui-même été provoqué par des mouvements du sol ; une cause identique est à l'origine des changements dans la nature des sédiments. M. THIRY [1981, P. 152] a indiqué que les argiles à smectites sparnaciennes du bassin de Paris avaient été formées presque sur place, aux dépens des roches argilo-carbonatées crétacées. Elles ont résulté d'apports "courts" au début de la crise "ilderdienne" -voir page 287-. Les argiles à kaolinite cuisiniennes sont venues de plus loin ; elles se sont formées sur un autre substratum -les auréoles sablo-argileuses du Crétacé inférieur et du Trias pour M. THIRY, le Mésozoïque et également le socle pour moi- et pendant une durée de temps plus longue. En faisant varier la valeur des pentes, leur localisation et le temps de maturation des altérites, la tectonique suffit amplement à justifier la diversité des sédiments. En utilisant les renseignements fournis par ceux-ci, il convient maintenant d'étudier les modalités de la morphogénèse.

2 - L'EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DU MASSIF CENTRAL AL'EOCENE' :

a - LES DIFFICULTES DE L'ESTIMATION DES VOLUMES REPRESENTES PAR LES FORMATIONS CORRELATIVES :

Une évaluation a été précédemment proposée pour chacune des régions et chacun des grands épisodes paléogènes. Un rapide bilan doit être dressé ; des enseignements en seront tirés. Mais, auparavant, il faut préciser les particularités de la tentative en regard de celle opérée pour le Crétacé.

A la différence de la situation mésozoïque, la sédimentation autour du Massif Central est devenue presque entièrement continentale. Ceci a introduit de substantielles disparités dans la façon de comptabiliser les matériaux enlevés par l'érosion : l'estimation s'en trouve tantôt facilitée, tantôt compliquée.

Par certaines caractéristiques, les dépôts continentaux "éocènes" rendent plus simples les calculs de volume. Ils sont par exemple beaucoup moins bien triés que les sédiments marins ; ils représentent un matériel souvent proche des produits de l'altération développés sur le socle. Gravier, sables et argiles, parfois les éléments dissous ont été piégés pêle-mêle à proximité du lieu de leur apparition. On peut donc considérer qu'il existe un rapport direct entre sédiments et altérites. Seule la proportion des vides à l'intérieur des dépôts est à prendre en considération pour passer aux volumes. Son ampleur avait été fixée à 20 % de la masse initiale dans le bilan effectué pour les sédiments marins crétacés. En raison d'un tri et d'une compaction diagénétique moins poussée -épaisseur plus limitée de la colonne sédimentaire- il paraît légitime de penser que le taux est plus élevé pour ce matériel. Il tend à se rapprocher du foisonnement dû à l'altération qui peut dépasser, avons-nous dit, 50 % du poids de départ -voir page 260- ! J'adopterai pour les sédiments continentaux paléogènes une importance des vides de 30 %. Les volumes initiaux représentent en conséquence 70 % de la masse sédimentaire mesurée.

Les dépôts "éocènes" offrent un deuxième avantage qui découle en partie des remarques précédentes. Plus proche des altérites initiales, l'origine du matériel est facilement reconnaissable. Les chances d'erreur dans l'attribution d'une série sont moindres car les matériaux n'ont pas subi l'intensité du brassage provoqué par le milieu marin.

Ceci dit, il serait faux d'imaginer une grande simplicité dans l'analyse des formations corrélatives continentales. Deux difficultés majeures sont liées à l'étude de ce type de matériel.

- Les dépôts continentaux constituent habituellement la partie la plus grossière des altérites. Sauf dans le cadre d'un endoréisme total, qui s'est sans doute manifesté à certaines époques et en certains lieux, une partie de la charge en suspension ou en saltation des rivières et surtout de leur charge dissoute a atteint le niveau de base général. Elle doit être comptabilisée avec les sédiments abandonnés sur le continent. Cela semble avoir été en particulier le cas des dépôts corrélatifs de la crise "ilderdienne" : l'ampleur des volumes parvenus jusqu'au littoral dans la région bordelaise m'a conduit à poser le problème d'une évacuation de quantités non négligeables d'altérites dans l'océan Atlantique ou jusqu'à la mer Alpine. Il n'y a cependant guère d'espoir de pouvoir les identifier dans leur totalité et encore moins de les évaluer.

- Les sédiments continentaux offrent, par ailleurs, le redoutable défaut d'être pauvres en restes fossiles. Les chercheurs ont, jusqu'à présent, éprouvé de grandes difficultés à les placer avec précision dans la stratigraphie et si la situation s'est très récemment améliorée avec l'introduction de la micropaléontologie, elle demeure souvent insatisfaisante, surtout à l'amont du dispositif sédimentaire, à l'intérieur du Massif Central lui-même. Il est inutile de longuement décrire les inconvénients du

phénomène : mal datées, les formations ne sont pas corrélables entre elles. On est souvent privé d'arguments déterminants pour les attribuer à un épisode morphogénique plutôt qu'à un autre.

Enfin, les sédiments continentaux éocènes partagent avec les couches marines secondaires des caractères qui gênent une évaluation exacte des effets de l'érosion. Le plus ennuyeux est sans conteste la fragilité de certains horizons, susceptibles d'être éliminés par l'évolution postérieure. Une fraction des formations corrélatives a pu disparaître ainsi après leur dépôt. La fréquence des remaniements évoqués dans les paragraphes précédents le prouve de façon indubitable, mais l'ampleur exacte du phénomène est difficile à préciser. Par postulat, je serai tenté d'admettre que jamais une élimination postérieure n'a pu s'opérer sans laisser la moindre trace car, dans une autre perspective, il n'y aurait plus de base à une reconstitution fondée sur des observations, l'imagination pure et simple prenant le relais. Conscient des dangers de l'introduction de tout postulat dans un raisonnement, je juge personnellement courir un moindre risque en adoptant une telle solution. Parce que cette attitude relève d'un choix, je comprendrai, sous réserve des remarques précédentes, que d'autres chercheurs adoptent une attitude inverse. Il va de soi qu'à partir de là leurs résultats ne peuvent pas être comparés aux miens. Ce point de vue me sépare en particulier de celui exprimé par H. BAULIG, qui a multiplié les explications faisant intervenir une couverture sédimentaire disparue -voir le Livre I-. L'importance de ces remarques ne doit pas échapper au lecteur. Elles démontrent qu'il n'existe pas une logique mais bien des logiques. De la même façon que je me suis déclaré surpris par certaines conclusions, il me faut concevoir la réciproque : des géomorphologues ne comprendront pas une démarche reposant sur un parallèle entre formations corrélatives actuelles et morphogénèse passée, ou la penseront vouée à l'échec !

Les implications du postulat adopté imposent évidemment d'être clair sur sa signification. On pourrait penser, par exemple, prendre mon raisonnement en défaut à l'occasion des remarques formulées sur les effets supposés de la crise "ilerdienne" dans l'Est du Massif Central. Il a été admis, dans ce paragraphe, qu'une couche d'altérite avait été alors évacuée, en dépit de l'absence de formations corrélatives de cet âge. Il importe de bien préciser ce que signifie dans mon esprit l'expression "sans laisser la moindre trace". Par "trace", j'entends à la fois des preuves directes, du type lambeaux de couverture sédimentaire, et des preuves indirectes, comme celles reconnues sur le socle où des alluvions lutétiennes peu évoluées recouvrent directement le granite sain. L'absence de manteau d'altération qui, présent ailleurs -Mâconnais-, a eu toutes les chances de s'installer ici aussi avant d'être éliminé, doit être prise en compte dans une reconstitution. Le problème d'une estimation chiffrée de l'ampleur de dépôts, aujourd'hui éliminés ou remaniés dans des sédiments plus récents, semble très difficile à résoudre : par référence à l'importance des accumulations de même génération qui se sont maintenues, en tenant compte des particularités locales de la morphogénèse et des surfaces concernées, il est possible d'arriver à une hypothèse. Celle-ci donne seulement, comme les évaluations fixées sur des accumulations partiellement conservées, un ordre de grandeur. La différence entre ces divers résultats se place dans le degré de probabilité variable des chiffres avancés.

b - LES RENSEIGNEMENTS APPORTÉS PAR LE VOLUME DES SÉDIMENTS :

Les volumes estimés de matériaux déplacés par les principaux épisodes éocènes ont été détaillés avec la présentation de chacune des séries sédimentaires. Une synthèse de ces résultats doit être maintenant envisagée de façon à situer à l'échelle du Massif le rythme de l'ablation et ses éventuelles variations. L'ensemble des chiffres proposés dans les paragraphes antérieurs, plus quelques autres, ont été portés sur un tableau à double entrée -voir au verso- concernant d'un côté les périodes et de l'autre les régions.

On observera tout d'abord qu'il existe deux types d'estimations : certaines comportent une fourchette, d'autres un seul chiffre. Le lecteur ne doit pas se tromper sur la signification de ces deux catégories et supposer par exemple que je considère des volumes comme bien établis alors que j'hésite sur d'autres. Sans revenir sur des remarques déjà faites, il est clair que toutes les valeurs citées sont plus ou moins hypothétiques ; le procédé de la fourchette a seulement été utilisé pour introduire une hiérarchie dans la probabilité, lorsque l'écart entre les hypothèses variait au moins du simple au double.

La lecture du tableau montre, avec logique, que les plus fortes incertitudes portent sur les périodes où les plus faibles quantités de sédiments ont été conservées. On ne peut manquer de s'arrêter à ce sujet sur le cas de l'épisode "garumnien". Sa situation est assez paradoxale.

Il correspond à une crise tectonique si nette et aux caractères si originaux dans le Sud du Massif Central, qu'il m'a semblé parfaitement normal de reconnaître en lui le signe d'une véritable rupture dans l'évolution structurale. Par le style et la localisation des mouvements tectoniques, il tient à la perfection son rôle d'épisode inaugural de la phase "éocène" au sens large. On doit considérer que ce choix est aussi valable sur le plan de la géomorphologie dans la mesure où des liens extrêmement étroits -tout ce travail tend à le montrer- l'unissent à la structure. De fait, il y a bien eu également "rupture" dans le façonnement du relief ; le mot "crise" n'est pas toutefois celui qui s'impose : au niveau de l'ensemble du Massif Central, c'est une brutale diminution de l'activité de l'érosion qui s'est en réalité produite.

	Episode "garumnien"	Episode "ilerdien"	"Accalmie lutétienne"	Crise "bartonienne"	Total régional pour l'Eocène
Aquitaine (du Castrais aux Charentes)	50 à 100 km ³	800 km ³	50 à 100 km ³	400 km ³	1300 à 1400 km ³
Bassin Parisien (du Poitou au plateau de Langres)	20 à 60 km ³	100 à 200 km ³	10 à 30 km ³	100 km ³	230 à 390 km ³
Est (couloir Saône-Rhône)	30 à 90 km ³	200 à 300 km ³	15 à 75 km ³	150 km ³	495 à 615 km ³
Sud-Est (Languedoc, Provence Montagne Noire)	30 km ³	20 à 40	10 à 20 km ³ km ³	20 à 40 km ³	80 à 130 km ³
Massif Central			5 à 10 km ³	60 à 180 km ³	65 à 190 km ³
Total sédiments	30 à 280 km ³	1120 à 1350 km ³	90 à 230 km ³	730 à 870 km ³	
Total volume de socle initial (sédiments x 0,7)	90 à 195 km ³	785 à 975 km ³	60 à 160 km ³	510 à 610 km ³	
Tranche de terrain enlevée/durée	1 à 2,50 m /15 M.A.	10 à 12 m /6 à 7 M.A.	0,8 à 2 m /3 à 4 M.A.	6 à 8 m /1,5 à 2 M.A.	17,8 à 24,5 m
Taux d'ablation moyen par M.A.	0,006 à 0,16 m	1,5 à 1,8 m	0,22 à 0,57 m	3,4 à 4,5 m	

Sur la base des estimations portées sur le tableau, ce ralentissement pour la période allant du Maestrichtien à la fin du Thanétien transparaît avec netteté. Dans le cadre de l'hypothèse proposée la plus forte, le taux d'ablation moyen par million d'années aurait été environ douze fois moins important que celui qui a été envisagé pour le Crétacé -voir page 261- : 0,16 mètres/M.A. contre 2 mètres/M.A. ! Face à un tel constat, on pourrait en premier lieu penser à une erreur d'estimation. Parce que le retrait des mers assez loin des bordures du Massif a coïncidé avec le maintien de l'exoréisme, on serait tenté d'imaginer de fortes exportations de matériaux par les fleuves jusqu'aux littoraux, puis leur dispersion en haute mer. En réalité, les enseignements apportés par l'étude de la sédimentation dans les golfes marins du Bordelais et surtout du Bassin Parisien démontrent l'absence d'importants apports détritiques issus du Massif Central. Sur ces bases, je ne crois pas que l'on puisse remettre en cause l'ordre de grandeur cité. Il faut donc essayer de comprendre le phénomène. La crise tectonique "garumnienne" a provoqué une très puissante régression marine à l'échelle de l'Europe occidentale et, dans un contexte beaucoup plus local, l'apparition des premières structures pyrénéennes. Ces deux types de déformations ont assez peu touché le socle ; elles n'ont pas, sauf dans l'extrême Sud du Massif Central, déclenché de fortes reprises d'érosion.

La situation géomorphologique du Massif Central au Paléocène rappelle, en définitive, par de nombreux points celle qui a été décrite au Lutétien. Dans les deux cas, on possède l'assurance de la poursuite des mouvements relatifs des plaques ibérique et européenne ; ceux-ci ont entraîné de fortes contraintes dans les régions méridionales et en conséquence une morphogenèse active. Plus au Nord, à faible distance de la zone de "serrage", les tensions se sont relâchées pour des causes qui restent à définir mais qui me semblent devoir être liées au déplacement de la plaque européenne. La diminution de la vigueur des mouvements différentiels a entraîné, en retour, une baisse du rythme de l'érosion. Ainsi les périodes qualifiées de "garumnienne" et de "lutétienne" ont possédé des caractères voisins. Elles ont associé dans l'espace deux épisodes morphogéniques différents : une usure active des reliefs pyrénéens et un calme relatif presque partout ailleurs à travers la France, y compris dans le Massif Central -on doit néanmoins rappeler l'importance des regradations qui ont affecté le Massif Armoricaïn, surtout au Paléocène-.

Si l'on compare les taux moyens d'ablation obtenus à celui du Crétacé -toujours dans le cas des hypothèses fortes-, on constate que la seule véritable période d'augmentation du rythme de la morphogenèse s'est placée au "Bartonien". L'érosion sur le socle paraît avoir été alors environ deux fois plus importante qu'au Crétacé, la crise "ilerdienne" ayant retrouvé entre les "accalmies" garumnienne et lutétienne un taux d'ablation équivalent à celui du Crétacé.

Un chiffre ne figure pas sur le tableau : c'est une comparaison globale d'époque à époque. Le bilan de l'érosion crétacée mérite d'être confronté à celui de l'"Eocène" au sens large. Une des surprises réservées par la présente enquête est de constater, en prenant une nouvelle fois les hypothèses maximales, que le taux

d'ablation moyen pour l'"Eocène" s'est situé légèrement au-dessous d'un mètre de socle éliminé par million d'années : l'érosion aurait été en regard de celle du Crétacé deux fois plus lente dans la première moitié du Paléogène. On serait tenté de s'étonner dans la mesure où les formations corrélatives de la morphogénèse éocène sont assez abondantes dans l'espace. En fait, sauf dans des secteurs très locaux -Charentes méridionales et Bordelais-, elles se sont accumulées sur de faibles épaisseurs. La puissante regradation qui a affecté, à ce moment-là, les structures pyrénéo-provençales ne doit pas être généralisée au domaine massif-centralien. Ces remarques sont capitales pour juger de l'évolution éocène de la portion de *Primärrumpf* alpine inscrite sur le socle. Parce qu'il n'existe aucune raison sérieuse pour admettre une brusque diminution de la vigueur des processus d'érosion d'origine climatique -voir la partie précédente-, on est conduit à mettre en parallèle les modestes volumes enlevés avec une tendance au soulèvement moins accusée qu'au Crétacé. Dans ces conditions, il apparaît logique de conclure au maintien de la topographie d'aplanissement héritée du Secondaire et à la poursuite d'un relief de très basse altitude à travers l'ensemble du Massif Central. Avant d'être autorisé à le faire, il est toutefois nécessaire de s'interroger sur les circonstances régionales de la morphogénèse.

Les résultats qui viennent d'être commentés concernent des moyennes générales portant sur l'intégralité de la zone de socle ; or, on peut facilement constater, au travers de la description des séries sédimentaires réalisée plus haut ou à la simple lecture de la colonne des totaux régionaux du tableau des volumes recensés, que de fortes disparités spatiales se sont produites dans l'ampleur de l'accumulation, donc, selon toute vraisemblance, dans celle de l'érosion.

Le premier problème qui se pose à ce sujet est précisément celui des rapports entre accumulation et érosion. Il faut, en effet, se demander si les différences de volumes piégés d'un secteur à l'autre reflètent le jeu d'une tectonique négative, des dépôts épais ne signifiant que l'exercice d'une subsidence locale sans lien avec la puissance de l'érosion à l'amont, ou bien si l'instabilité régionale a associé de façon plus ou moins étroite domaine soumis à regradation et domaine d'aggradation, une forte épaisseur de matériaux devant être mise en parallèle avec une tectonique positive à proximité. Cette question est d'une extrême complexité, elle concerne plus le géophysicien que le géomorphologue ; je me contenterai de réflexions simples portant sur des données concrètes. Doit-on, par exemple, penser que les importantes accumulations "ilerdiennes" du Bordelais sont une conséquence de la structuration de l'aval, avec affaissement de secteurs synclinaux et rétention locale d'une charge alluviale normalement destinée à gagner la plate-forme continentale, l'amont ayant été soumis à une usure régulière semblable à celle des autres époques ? Ou bien faut-il supposer qu'elles relèvent d'une crise tectonique régionale aux effets multiples, responsable à la fois d'une reprise d'érosion dans la partie haute des bassins-versants et de la rétention des altérites décapées à l'aval ? Il est facile de comprendre qu'une réponse positive à la première interrogation serait lourde de conséquence pour la démarche utilisée dans ces pages : elle aboutirait à un manque total de rapport entre volumes enlevés et volumes accumulés. A l'aide d'une rapide démonstration, on peut, fort heureusement, croire la seconde solution beaucoup plus proche de la réalité. Tout le Massif Central n'a pas été soumis à une érosion de semblable intensité à l'"Ilerdien" puisque, dans le bassin de Paris, le niveau de base marin, a fortiori atteint par une partie au moins des eaux courantes venues du socle, n'a pas enregistré d'apports similaires à ceux du Bordelais. On obtient ainsi confirmation pour l'Eocène, comme les observations réalisées au Crétacé nous avaient déjà conduits à le signaler, du rôle joué par les déformations positives locales dans la production de sédiments détritiques, les dépôts ayant pu se faire soit, pour de faibles volumes, dans des plaines intérieures, soit dans des structures effondrées continentales, soit dans des golfes marins.

Il est impossible de proposer une description de la topographie régionale au moment de l'épisode "garumnien". Les matériaux enlevés à la Montagne Noire et répandus sur la bordure septentrionale des "synclinaux" languedociens au "Paléocène", permettent seulement de reconstituer de petits reliefs allongés d'Ouest en Est sur la limite méridionale du socle. En dehors de ce renseignement, on ignore tout de la géographie du socle. Il n'en va pas de même pour les autres périodes du Paléogène inférieur.

Alors que les directions varisques avaient commandé au Crétacé la forme d'ensemble du Massif Central et celle des reliefs locaux -voir fig. 55-, l'Est étant par ailleurs le principal secteur soumis à regradation, un véritable basculement de la tendance semble s'être produit à l'Eocène inférieur : les orientations armoricaines sont devenues prépondérantes, l'Ouest étant le principal pôle de production des sédiments. L'importance des apports détritiques sur le rivage septentrional du golfe Bordelais et dans les "synclinaux" charentais ne laisse aucun doute sur la provenance limousine du matériel. Les études portant sur les minéraux lourds contenus par les sables de l'Eocène inférieur [A. VATAN, 1948 - A. RECHINIAC, 1962 - A. KLINGEBIEL, 1967 - J. DUBREUILH et J. P. PLATEL, 1982] confirment largement cette origine (fig. 71 A). Les décharges détritiques continentales "ilerdiennes" du Nord de l'Aquitaine présentent un cortège dans lequel les espèces du métamorphisme voient leur pourcentage augmenter très sensiblement de bas en haut de la série, celui des espèces ubiquistes résistantes remaniées du Crétacé ou apportées directement du socle -tourmaline, zircon, oxydes de titane- diminuant d'autant. D'un secteur à l'autre et d'une séquence à l'autre, les minéraux du métamorphisme sont en proportion variable ; pour résumer, la staurotide est la première à voir son pourcentage s'élever, le disthène s'imposant ensuite, alors que l'andalousite et la sillimanite apparaissent de façon locale ou temporaire. Un regard jeté à la figure 71 A permet de constater que les sables éocènes inférieurs contiennent toutes les espèces caractéristiques du métamorphisme de moyenne pression des bas plateaux limousins. Seule l'andalousite paraît absente de cette partie du Massif Central ; comme nous avons vu que le seuil du Poitou avait, au Cénomaniens moyen et supérieur, reçu de fortes quantités d'andalousite en provenance du Massif Armoricaïn -voir page 246-, on peut penser à un approvisionnement à partir de sables crétacés moyens remaniés.

Inversement, un minéral fréquent en Limousin n'apparaît pas ou très peu dans les dépôts "ilerdiens" : le grenat. Son cas est particulièrement intéressant à étudier, puisque nous avons vu qu'il était caractéristique des sables marins du Bordelais -voir page 281- ; une origine pyrénéenne, contre l'avis de A. KLINGEBIEL, doit être selon moi suggérée -voir page 406- ; l'hypothèse me paraît tout à fait confirmée par les présentes observations : le Limousin n'a pas fourni de grandes quantités de grenat aux sédiments accumulés dans les "synclinaux" charentais, soit en raison d'une érosion s'exerçant à l'époque sur des roches qui en contenaient peu, soit par suite de l'élimination, dès la phase d'altération de la roche ou pendant le transport fluvial, d'une espèce particulièrement fragile. L'arrivée, à la même époque, de fortes quantités de grenats pyrénéens s'expliquerait par une roche plus riche en grenat, par une érosion moins agressive sur le plan de l'altération -pédogenèse plus courte en raison de pentes plus fortes ?- et par un transport à longue distance réalisé dans un autre type de milieu, plus apte à conserver des matériaux chimiquement fragiles, à savoir le milieu marin.

A partir de la nature minéralogique des sables charentais, il n'est pas difficile de reconstituer le jeu de structures de direction armoricaine orientées N 130 à 140 E, ayant provoqué, depuis le seuil du Poitou jusqu'au coeur du Limousin, un bombement lui-même responsable de la reprise d'érosion (fig. 71 A). En fonction du spectre des minéraux lourds, on constate que les bassins-versants pourvoyeurs ne devaient pas ou peu s'étendre sur les régions de sous-sol granitiques riches en zircon et en tourmaline. Dans le cas inverse, la domination de ces espèces, renforcée par leur grande résistance et les phénomènes de remaniement, aurait été beaucoup plus forte. On est ainsi amené à placer la ligne de partage des eaux entre Bassin Aquitain et Bassin Parisien à la limite nord-orientale des plateaux métamorphiques, c'est-à-dire le long d'un axe allant d'Oradour-sur-Glane à Egletons, en passant par Limoges et Treignac. Une observation attentive des dépôts permet d'avancer d'autres hypothèses sur la forme des reliefs limousins à l'Eocène. Nous avons constaté, au cours de l'analyse régionale des formations corrélatives, qu'il n'existait pas sur les marges parisiennes du Limousin les homologues des séries charentaises -voir page 284- ; il est nécessaire maintenant de suggérer une explication à ce que l'on doit considérer comme une curieuse anomalie. Le style de la tectonique et, par ce biais, les particularités de la topographie me paraissent pouvoir rendre compte du fait. Je supposerai ces reliefs dissymétriques, avec un long versant du côté aquitain et, au contraire un rebord plus ou moins abrupt au Nord-Est (fig. 71 A et B). Cette dissymétrie, par son action sur l'organisation et le travail des cours d'eau serait responsable de la disproportion des volumes sédimentaires ; il n'est pas possible, toutefois, qu'aucune formation corrélative de l'usure du relief ne se soit déposée au Nord-Est. En supposant une rupture de pente brutale au bas du versant "parisien", on explique simultanément le faible volume des dépôts et leur accumulation sous forme d'une nappe alluviale peu épaisse sur le socle, avant leur remobilisation au "Bartonien".

A l'aide des volumes de sédiments comptabilisés, soit environ 800 km³, il paraît envisageable, après rectification du taux de foisonnement, de se faire une idée de l'ampleur des reliefs "ilerdiens" du Limousin. Si l'on considère qu'en superficie le versant aquitain a pu s'étendre sur 5 000 km² -une centaine de kilomètres du Nord-Ouest au Sud-Est pour une largeur moitié moindre-, on obtient une tranche de terrain enlevé d'un peu plus de cent mètres d'épaisseur en moyenne. Bien entendu, ce dernier chiffre n'a pas grande signification : l'érosion s'exerçant sur une pente n'a pas été égale partout, elle a été plus forte à l'amont et plus faible à l'aval. En considérant l'ensemble des données, il est difficile d'imaginer une érosion supérieure à 150-200 mètres dans les parties les plus fortement regradées, secteurs que je n'hésiterai pas à situer dans l'axe du bombement, à l'endroit où la tendance au soulèvement a été la plus forte. La figure 71 B propose une reconstitution schématique en coupe du relief dissymétrique ; il y a été admis par souci de simplification que l'érosion, nulle à l'extrême aval du domaine regradé, serait allée croissant jusqu'à la ligne de partage des eaux -voir ci-dessous les remarques sur le "Bartonien". En choisissant une pente limite nécessaire pour déclencher l'action de l'érosion égale à la pente provoquée par son intervention et en supposant que toute l'ampleur du relief ait été acquise à l'occasion d'une crise tectonique antérieure à l'action de l'érosion -ce qui est bien évidemment invraisemblable mais offre l'avantage d'évoquer l'hypothèse la plus extrême- on constate que les reliefs limousins auraient atteint au maximum, à l'"ilerdien", une altitude culminante de 300 à 400 mètres au-dessus du Périgord, soit une altitude de 350 à 500 mètres au-dessus du niveau de base marin. Le plus probable reste que, l'érosion intervenant au fur et à mesure du soulèvement, les "monts" du Limousin n'ont jamais dû atteindre la cote 400, même au plus fort des déformations "ilerdiennes".

Le but de la figure 71 B n'est pas bien évidemment d'affirmer que les reliefs de l'Ouest du Massif Central possédaient un profil précis ; trop de paramètres restent incertains ou inconnus. La démarche suivie se borne, une nouvelle fois, à fixer des ordres de grandeur. Sur ce plan, l'utilisation d'un profil m'a paru assez intéressante pour analyser les conséquences de la dissymétrie sur les quantités d'altérites libérées par la morphogenèse. J'ai admis, sur le croquis, que la retombée nord-orientale des "monts" du Limousin s'opérait sur une distance de cinq kilomètres ; on vérifie en conséquence que le volume éliminé, même en tenant compte d'un recul de la ligne de partage des eaux, a été très inférieur, sur ce versant, à celui de la retombée aquitaine. Si l'on ajoute que le socle du Limousin septentrional pouvait être à une altitude supérieure à celle du Périgord, il est facile de concevoir de très fortes disparités dans les volumes, la situation des niveaux de base -proche dans le cas du Périgord, très éloignée dans celui du Nord du Limousin- expliquant une pente plus forte en Périgord, malgré son altitude plus basse. Dans le cadre des données choisies, on voit qu'une quantité maximale d'environ 180 km³ de sédiments aurait été produite. Dans la mesure où 60 % de cette masse devait être constituée de produits solubles ou fins, seule la fraction grossière de sables et de galets estimée à 40 % -voir page 259- aurait été stockée sur les plaines cristallines, soit 70 km³.

Un dernier problème concernant les déformations éocènes inférieures du Limousin mérite d'être traité : des reliefs résiduels ont-ils pu se maintenir, soit à l'amont, en fonction de leur position, soit à l'aval, en raison de la résistance des roches ? Pour répondre à la question, il me paraît indispensable de rappeler d'abord qu'un système d'érosion très efficace, identique à celui du Crétacé, s'est exercé tout au long de l'Eocène. Avec des moyennes thermiques supérieures à 20°, des alternances de saisons sèches et humides, une végétation moins diversifiée qu'aujourd'hui, son agressivité était sans doute au moins équivalente à celle du système des régions actuelles de climat tropical à humidité contrastée. Si l'on ajoute que l'ampleur de la tectonique est restée modérée avec un soulèvement inférieur à 500 mètres sur une superficie de quelques milliers de kilomètres carrés, une conclusion s'impose : le paléogéographe possède beaucoup de raisons de croire à la taille très réduite d'éventuels reliefs résiduels. La durée de la période "ilerdienne" et celle de la phase d'accalmie tectonique qui lui a succédé, au Lutétien, plaident en faveur d'une disparition de l'intégralité des volumes structuraux.

Les événements morphogéniques connus par le Massif Central au Lutétien pourraient, à partir de la dernière remarque, être assimilés à un simple travail d'usure sur les racines de reliefs structuraux et la physionomie de la topographie développée dans le socle ramenée à une "surface d'aplanissement" presque parfaite. Or, nous avons vu en décrivant les formations corrélatives présentes à l'intérieur du Massif que par leur granulométrie et leur pétrographie, les alluvions lutétiennes pouvaient difficilement apparaître comme des matériaux caractéristiques de "plaine tropicale". Il faut donc comprendre les raisons de ces apparentes contradictions.

Une première solution serait d'estimer la position stratigraphique des alluvions du Velay et du Limousin mal fixée par rapport aux grandes phases morphogéniques, soit que les paléoflores qu'elles contiennent -voir page 300 et suivantes- ne donnent pas un âge suffisamment précis -Velay-, soit qu'elles ne datent pas en réalité les décharges détritiques grossières -Chaumaillet-. La présence de deux périodes de grande activité morphogénique de part et d'autre d'une phase lutétienne de relativement courte durée empêche d'affirmer que les matériaux décrits appartiennent à un épisode tardif de la crise "ilerdienne", qui s'est poursuivie, rappelons-le, jusqu'au Lutétien inférieur, ou à un épisode "bartonien" précoce.

Parce qu'un tel point de vue reste à démontrer, il ne sera cependant pas retenu. L'opposition entre alluvions grossières lutétiennes du Massif Central et sédiments carbonatés ou fins des auréoles sédimentaires me paraît d'abord devoir s'expliquer par la diversité spatiale propre à n'importe quelle phase d'évolution et par l'utilisation de la notion d'échelle, indispensable pour situer chaque phénomène observé. Le dépôt d'alluvions sablo-graveleuses dans la partie amont des bassins-versants est parfaitement compatible avec la sédimentation argilo-carbonatée des grands bassins périphériques. Il prouve simplement que la topographie du Lutétien possédait une certaine variété spatiale : les grandes plaines bordières du Massif Central s'étendaient localement sur le socle, mais celui-ci a conservé dans certaines régions une position dominante. Il me paraît d'ailleurs préférable d'envisager de faibles mouvements locaux lutétiens créant, ici, une reprise d'érosion, là, une accumulation, plutôt que de reconnaître dans les secteurs soumis à regradation des reliefs résiduels de la crise "ilerdienne", cette éventualité ayant été mise en doute un peu plus haut, même pour les secteurs les plus fortement soulevés à l'Eocène inférieur. En définitive, le plus important est de constater que les alluvions grossières du Massif Central et les sédiments carbonatés des bassins ne concernent pas des phénomènes d'échelle semblable : alors que les premières sont le résultat d'événements très localisés, qui font plutôt figure d'exceptions dans l'évolution lutétienne, les autres matérialisent les conditions qui régnaient sur un vaste domaine. Les implications de cette remarque d'apparence banale sont, à mon avis, énormes. C'est parce que des chercheurs, travaillant à l'échelle locale, ou d'autres, se proposant de réaliser des synthèses, n'ont pas introduit la notion d'échelle dans leur réflexion qu'ils ont proposé des interprétations, selon moi, discutables. Il existe une logique de l'espace qui impose de subordonner certaines observations à d'autres et de ne pas donner une pareille importance aux conclusions tirées des unes et des autres. En l'occurrence, on ne peut douter qu'au Lutétien un calme tectonique relatif ait régné sur l'essentiel du Massif Central, de petites reprises d'érosion s'étant limitées à des effets locaux ; deux observations de portée générale en témoignent : les dépôts carbonatés lacustres ou argileux rencontrés un peu partout à la bordure du Massif Central et, surtout, la nature des sédiments "bartoniens". Qu'ils aient été mis en mouvement dès le début du "Bartonien" -grands bassins périphériques et Massif Central occidental- ou plus tard dans la période -Massif Central oriental-, les dépôts "bartoniens" offrent souvent un caractère évolué qui les a fait classer dans la vaste famille du "Sidérolithique". Ils se confondent ainsi par certains caractères avec les produits de remaniement du Paléocène au début de l'épisode "ilerdien". Classer tous ces matériaux dans un même groupe n'est pas aberrant. Ils ont en commun d'appartenir à la catégorie des dépôts ayant connu une longue durée d'évolution, avec tout ce que cela implique : disparition des minéraux fragiles, migration des oxydes de fer et de la silice, néoformations d'argiles "pauvres", etc... Ils sont le résultat des différentes phases de ralentissement de la morphogenèse au Paléogène inférieur. L'erreur serait bien évidemment de vouloir les attribuer à une seule et unique génération, c'est-à-dire de conférer une valeur stratigraphique précise au "Sidérolithique".

Considérée à l'échelle régionale, la crise "bartonienne" a eu des conséquences sensiblement différentes de celles entraînées par les événements "ilerdiens".

Ces derniers ont occasionné à l'intérieur du Massif Central une forte dissymétrie dans l'activité de l'érosion de part et d'autre du "Sillon Houiller" : c'est une des rares périodes de l'histoire alpine du Massif Central où le Limousin a été plus vigoureusement soulevé et regradé que l'Est. On aurait tendance à expliquer le phénomène en insistant sur le rôle joué par les contraintes liées aux déplacements relatifs de la plaque ibérique. Je ne suis pourtant pas convaincu qu'il s'agisse de la bonne solution. Des causes internes à la plaque

européenne et à la cinématique d'ouverture de l'Atlantique Nord paraissent beaucoup plus probables ; on doit en effet constater que la phase de paroxysme des tensions pyrénéennes au "Bartonien" a plutôt coïncidé avec un rééquilibrage dans la répartition spatiale des déformations et, en conséquence, dans la vigueur de l'érosion. En comparant les chiffres portés sur le tableau de la page 423, le rythme de l'érosion, qui était à l'Ilerdien deux fois plus fort à l'Ouest -900 km³ contre 450 km³ pour les estimations d'altérites issues de la partie orientale du Massif-, est devenu plus homogène -470 km³ enlevés au Limousin contre 3 à 400 km³ pour l'Est du "Sillon Houiller"- . L'évolution morphologique est toutefois restée plus intense à l'Ouest, surtout si l'on tient compte des superficies concernées.

Une très efficace regradation s'est donc produite sur les volumes structuraux créés par la crise "bartonienne" en Limousin ; l'aurole de dépôts bartoniens établis tout autour de la région en témoigne. La présence de Bartonien daté du Seuil du Poitou à la Brenne attire l'attention du paléogéographe sur le Sud du Bassin Parisien ; on ne doit pas se méprendre cependant sur l'importance relative des apports : l'essentiel des dépôts "bartoniens" s'est effectué dans le Nord de l'Aquitaine, où ils correspondent à une partie des matériaux attribués au Lutétien et à celui noté "Eocène supérieur à Oligocène" sur les nouvelles cartes géologiques au 50.000^{ème}. Les événements bartoniens prolongent donc ceux apparus à l'Ilerdien". Sur ces bases, le chercheur est tenté d'envisager un rejeu des mêmes structures ; pourtant, il ne faut pas perdre de vue certaines différences.

- Sur le versant aquitain, l'ampleur de la regradation a été plus faible : la tranche de terrain enlevée est inférieure de moitié environ par rapport à son homologue ilerdienne.

- Sur le versant parisien, l'inverse paraît s'être produit. On doit cependant faire preuve de beaucoup de prudence, en raison de la mobilisation vraisemblable d'altérites accumulées à l'Eocène inférieur. Il n'est pas absurde d'imaginer qu'une simple et faible augmentation de la pente dans la partie supérieure des bassins-versants ait suffi à provoquer le phénomène de remaniement (fig. 71 C et D).

- La vitesse des déformations n'a pas été identique : il faut, en effet, considérer qu'en dépit des volumes inférieurs mis en jeu, la crise "bartonienne" s'est déroulée sur une durée beaucoup plus courte, tant et si bien que le rythme de l'érosion a été plus fort.

La hauteur moyenne de terrain déblayée sur le versant aquitain étant, en conservant une aire de regradation comparable à celle de l'Ilerdien" (fig. 71 C et D), d'une soixantaine de mètres, il apparaît que la morphogénèse a pu s'exercer sur un relief d'altitude très basse. Par souci de simplification, la question très importante de la pente limite d'intervention de l'érosion n'avait pas été traitée à propos de l'Eocène inférieur. Il faut l'évoquer ici. Les difficultés d'évaluation, du fait des nombreux paramètres impliqués -topographie mais aussi climat, végétation, régime et puissance des crues, etc...-, interdisent d'espérer fournir une réponse. Je me contenterai de donner un avis basé sur une comparaison avec des données actuelles. Dans les pays tropicaux, des reprises d'érosion se sont matérialisées au Quaternaire par l'apparition de glaciers étagés à très basse altitude. P. MICHEL a décrit, dans sa thèse [1969], le cas des bassins-versants de la Falémé et de la Gambie où le déblaiement de plusieurs dizaines de mètres de roches diverses s'est déroulé en quelques centaines de milliers d'années dans des régions situées à moins de deux cents mètres d'altitude [1969, pp. 605 à 654]. Rien n'indique que l'on puisse établir des relations directes entre les deux situations, les conditions structurales et climatique du Limousin, au "Bartonien", ayant été différentes de celles connues par le Sénégal au Quaternaire. L'exemple cité assure pourtant que, dans un contexte "agressif", une évolution ample et rapide des formes peut se réaliser à très basse altitude au-dessus du niveau de base. Une pente de 150 à 200 mètres entre la ligne de partage des eaux et les secteurs d'accumulation des Charentes paraît plausible pour rendre compte de l'usure du relief enregistrée par le versant aquitain (fig. 71 D).

Une des principales questions morphologiques posées par la vague d'érosion "bartonienne" est celle de ses effets sur la topographie présente. Nous avons vu dans le Livre I -voir pages 31 et 33- que J. C. FLAGEOLLET [1976] avait admis un lien entre la position dominante actuelle de la "Montagne" et des "Reliefs" au dessus des "Bas Plateaux" et l'activité morphogénique provoquée par la crise bartonienne. Tout récemment C. KLEIN, après avoir durement critiqué une telle interprétation [1977], s'y est rallié [1986]. Il a déjà été signalé que les rapports qui unissent le réseau hydrographique et la structure à petite échelle, suffisent, comme H. BAULIG l'avait lui-même signalé, à condamner l'hypothèse -voir page 12-. J'apporterai ici deux preuves supplémentaires de l'impossibilité d'une telle supposition.

- Les volumes d'altérites qu'auraient libérés les bas plateaux limousins en direction des bassins Parisien et Aquitain devraient être, dans ce cas, sensiblement égaux. Si l'on regarde les surfaces impliquées, les plus fortes quantités seraient d'ailleurs à recenser sur les marges septentrionales du Limousin ; or c'est le contraire qui apparaît.

- Les minéraux lourds contenus par les différents dépôts rendent, d'autre part, un verdict sans appel. L'essentiel du cortège présent dans le "Bartonien" du Sud du Bassin Parisien provient d'une érosion exercée aux dépens des régions granitiques et leucogranitiques -tourmaline et zircons dominants-, on ne peut pas y reconnaître des altérites issues d'un socle métamorphique.

Le Limousin est resté, au "Bartonien", le principal relief du Massif Central. Aucun autre accident topographique d'importance notable ne paraît de prime abord pouvoir être signalé à cette époque. Les irrégularités se sont en revanche multipliées, en particulier dans l'Est du Massif. L'apparition des cuvettes et le matériel qu'elles ont conservé démontrent que, sur leur périphérie, de vastes portions de socle ont été soumises à l'érosion. L'importance des épaisseurs de sédiments "bartoniens" reconnues en sondage dans la Grande Limagne -voir page 322- conduit à s'interroger sur leur provenance. La pétrographie exacte de ces séries détritiques et carbonatées restant à préciser, il n'est pas encore possible d'apporter de réponse argumentée, je

me risquerai cependant à avancer une suggestion : si de notables volumes de "Bartonien" étaient aussi présents à la base des fossés ligériens de Montbrison et de Roanne -voir pages 378 et 381-, il faudrait y voir une tendance au soulèvement, dès l'Eocène supérieur, de l'"axe central" Forez-Bois Noirs-monts de la Madeleine. Dans ces conditions, on détiendrait la preuve de l'existence d'un autre paléorelief, mais sans doute encore moins élevé que les modestes "monts" du Limousin.

c - LES RENSEIGNEMENTS APPORTES PAR LE DEGRE D'ALTERATION DES SEDIMENTS :

La localisation des formations corrélatives de la morphogenèse et l'importance variable de leur volume livrent, en fonction de ce qui vient d'être dit, un certain nombre de renseignements sur la distribution spatiale des domaines soumis à l'action des processus d'érosion. Les réflexions formulées à propos de la topographie du Massif Central au Lutétien ont été l'occasion d'une rapide allusion à la signification géomorphologique que le paléogéographe doit donner au degré d'altération des roches et à ses variations d'une région à l'autre ou/et d'une période à l'autre. Cette question, déjà abordée à propos de la fin du cycle hercynien et du Crétacé, sera maintenant traitée dans le détail. Son intérêt est considérable, elle permet dans un premier temps de remonter à une donnée fondamentale : l'intensité de la morphogenèse, c'est-à-dire aux rapports entre la puissance de l'érosion et le temps. Parce que j'ai précédemment développé la thèse d'une absence de variation notable des données climatiques tout au long de l'Eocène, en dehors de l'alternance régulière (?) de saisons à humidité contrastée, on comprendra que j'en sois venu à reconnaître dans le degré d'altération des sédiments un moyen de reconstituer les topographies et leur évolution, la nature du manteau d'altérites étant placée directement sous le contrôle de la physionomie du relief, par l'intermédiaire de la valeur des pentes et de l'intensité de la morphogenèse.

Une vision d'ensemble sur l'état de maturation des dépôts paléogènes inférieurs peut être tirée des observations rapportées dans les parties précédentes. L'idée force qui se dégage est celle d'une extrême variété : la gamme de sédiments allant des produits de remaniements d'arènes à peine évoluées jusqu'à de véritables cuirasses d'accumulation absolue ou relative. Les résultats obtenus ne sont pas anarchiques ; quelques grandes tendances s'en dégagent.

Dans la mesure où les altérites étudiées ont eu pour origine directe ou indirecte, par le biais de remaniements, les roches primaires du Massif Central, une première et très logique règle ressort : le degré de maturation est, pour des sédiments de même génération, plus fort en périphérie, dans les bassins sédimentaires, plus faible à l'intérieur du Massif Central. Sans qu'il s'agisse de véritables exceptions, il faut noter le caractère souvent "élastique" de cette règle. A certaines époques, une évolution de nature similaire a affecté le Massif et ses marges, puisque l'on rencontre aussi sur le socle des indurations par le fer ou la silice. Que ce soit à l'intérieur du Massif Central ou dans les grands bassins sédimentaires, on doit d'autre part constater, pour des dépôts d'âge semblable, des degrés de maturation très différents, comme ceux signalés plus haut entre les sables argileux cuisiens des Charentes et de Brie.

Il est inutile de réfléchir longuement sur les causes de la règle énoncée ou sur celle des écarts signalés. Le caractère plus immature d'altérites piégées à faible distance de leur lieu de formation en regard de celles ayant subi un long transport, est aisé à concevoir. Le rôle des phénomènes de remaniement à plus ou moins longue distance, particulièrement nombreux dans le bassin de Paris, en raison de la faiblesse générale et du caractère changeant des pentes, explique sans difficulté certaines nuances régionales. Quant à l'homogénéité des altérations les plus poussées, elle ne saurait surprendre, l'appauvrissement minéralogique des sédiments provoquant des convergences de fait.

En dépit de quelques cas faciles à justifier, il paraît donc exister une logique spatiale du degré d'altération des sédiments "éocènes". Il est possible de mettre en évidence une seconde logique : celle imposée à la maturation des altérites par le temps.

En dehors des variations dans le degré d'altération au cours d'une même période, avec la libération de matériaux de plus en plus frais -"Ilerdien", "Bartonien"-, on serait tenté d'admettre une diminution des quantités d'altérites épuisées contenues par les sédiments de chaque période tout au long du Paléogène inférieur. Ce double principe est évidemment très difficile à vérifier : il implique l'étude de colonnes sédimentaires concordantes, où toutes les grandes phases de "crises" ou d'"accalmies" décrites précédemment aient laissé des traces et puissent être situées les unes par rapport aux autres. Un grand nombre d'observations régionales, comme celle réalisée en Velay, avec des alluvions lutétiennes nettement plus fraîches que le "Bartonien", sembleraient représenter des exceptions et, pour finir, rendre la "règle" inacceptable. Après réflexion sur ces "exceptions", il m'est apparu pourtant que la plupart d'entre elles, liées à des circonstances locales et surtout à l'interférence des deux propositions énoncées -diminution du degré d'altération à l'échelle du Paléogène inférieur et de chaque épisode de crise morphogénique-, ne remettent pas en cause des données générales sur l'origine desquelles il faut maintenant s'interroger.

En dehors de tout bouleversement climatique et à égalité, avant leur dépôt, de mode, de durée et de distance de transport, deux altérites possèdent une maturation différente soit en raison du type et de la longueur d'exercice de la pédogenèse, soit en raison de la nature de la roche mère. Le deuxième facteur a pu jouer

un rôle non négligeable dans le Massif Central. Les variations de la composition minéralogique des roches du socle sont intervenues dans la rapidité de désagrégation granulaire ; elles ont eu des conséquences sur l'intensité de l'érosion, la nature des sols et la composition pétrographique des sédiments. Mais, parce que la minceur des terrains érodés interdit de croire à de sensibles changements de leur nature avec le temps, on aurait, au plus, affaire à une cause d'évolution dans l'espace, si la faible ampleur des mouvements du sol comparativement à l'agressivité du système d'érosion n'avait pas contribué à atténuer le phénomène. Ceci explique qu'en matière de nature du substratum, la principale donnée susceptible de rendre compte de changements notables dans le degré d'altération des sédiments à l'échelle du Paléogène inférieur me paraît avoir été la présence, sur une partie du Massif Central, d'une couverture sédimentaire héritée d'autres périodes du cycle alpin. Formée, ici, par des lambeaux des séries triasiques et liasiques -Sud et Est du Massif-, là, par des sables crétacés -Morvan- ou par des alluvions paléocènes ou éocènes mal déblayées -Nord Limousin, Auvergne-, les altérites de chacune des crises morphogéniques se sont formées, à la fois, sur un substratum épuisé par les étapes précédentes et dans le socle sain. L'accélération des processus tectoniques et leur extension dans l'espace, tout au long de l'Eocène, expliquent en définitive la diminution du degré d'altération des sédiments entre l'Eocène inférieur et l'Eocène terminal. Après la longue phase d'érosion très modérée du Paléocène, la crise "Ilerdienne" a contribué à chasser une partie de cette couverture, son ampleur limitée dans certaines régions permet de comprendre que l'élimination des altérites héritées ne se soit achevée, à l'échelle du Massif Central, qu'au "Bartonien", avec une crise plus intense et surtout plus générale. Le faible degré de maturation des sédiments oligocènes du Massif Central -voir le chapitre suivant- doit d'abord s'interpréter ainsi.

Les changements intervenus dans la nature des sédiments au cours de chaque crise morphogénique relèvent, au niveau local, d'un phénomène similaire. Les vieux sols, formés à l'occasion des périodes d'accalmie structurale et d'érosion ralentie, ont dû être éliminés avant que des matériaux moins altérés n'apparaissent. Malgré leurs échelles différentes, les deux types d'observations ont, à mon avis, une signification identique : ils montrent l'importance de la durée dans les divers processus de la pédogenèse. Dans un contexte bioclimatique n'étant soumis à aucune variation majeure, la topographie, en réglant les processus d'évacuation, est le seul facteur à avoir contrôlé, à la suite des modifications introduites par la tectonique, le degré d'évolution des sols, l'importance des altérations et le devenir des altérites. Il est capital de réfléchir sur le rôle précis qu'ont ainsi joué les pentes.

Avant d'analyser les effets de la déclivité sur le degré d'altération des sédiments, il convient d'abord d'évoquer ses conséquences sur les agents de transport. De nombreux géomorphologues -voir entre autres J. TRICART, 1965, p. 67- ont adressé de violentes critiques à W. M. DAVIS, pour avoir qualifié de "normale" et privilégié dans ses raisonnements l'érosion des eaux ruisselantes et des rivières travaillant sous le contrôle de la gravité. En laissant de côté les querelles de mots et en s'arrêtant à l'esprit des propositions de W. M. Davis, ces reproches me semblent très mal venus dans le contexte paléogéographique connu par le Massif Central au Secondaire et durant une partie du Tertiaire. Sans vouloir entrer dans les détails, j'observerai que la gravité, par l'intermédiaire de la valeur des pentes a, pendant toute la période, réglé la compétence du couple ruissellement-cours d'eau, ces derniers se limitant, dans le cadre des périodes d'absence d'incision, au transport des particules apportées par un ruissellement rendu très actif en raison du faible développement de la strate herbacée. Nous avons vu, en présentant les différentes séries sédimentaires, que les dépôts ilerdiens possédaient les caractères de séquences négatives ; or, même en admettant, contre le témoignage de la palynologie, une ouverture du couvert végétal, les habituelles explications fournies par la théorie de la bio-rhexistase sont incapables de rendre compte d'une telle évolution de la granulométrie. A la rigueur l'idée de la mobilisation, dans un premier temps, d'argiles kaoliniques appartenant aux niveaux superficiels épuisés et lessivés puis de smectites des horizons profonds moins altérés pourrait s'harmoniser avec les vues de H. ERHART et justifier les changements dans la minéralogie des argiles recensées en Charentes ; mais la granulométrie des sédiments aquitains, la nature des argiles et la granulométrie des dépôts contemporains du Bassin Parisien resteraient à expliquer, elles sont incompatibles avec une interprétation basée sur la bio-rhexistase.

- On comprendrait mal, tout d'abord, l'organisation granulométrique des séries ilerdiennes dans le cadre d'une crise bioclimatique brutale qui se serait exercée sur une topographie différenciée. Les versants en forte pente étant les premiers à perdre leurs sols, à l'occasion de processus de ravinement profond, entraînant aussi bien les premiers horizons plus argileux que les niveaux sablo-argileux inférieurs, la forte domination des argiles à la base de l'accumulation demeurerait une énigme. La granulométrie de plus en plus grossière des sédiments ilerdiens ne me paraît pouvoir être expliquée que par un changement de compétence du ruissellement ; l'augmentation des pentes à la suite de déformation tectonique aurait entraîné un brusque élargissement de la zone d'intervention de ce processus, avec le franchissement d'un seuil permettant l'apparition du transport en saltation. Un semblable événement est difficile à concevoir dans le contexte topographique actuel très décline ; il trouve une logique dans les paysages plats des premières phases du cycle alpin.

- Une confirmation de cette hypothèse est donnée par les faits enregistrés à l'Ilerdien dans le centre du bassin de Paris. En supposant l'intervention d'une modification du climat et du couvert végétal, le paléogéographe se trouve face à un problème insoluble : justifier les dépôts synchrones des argiles à smectites du Vexin ou de Brie et des argiles à kaolinite des Charentes, puis ceux des sables argileux à smectites d'Aquitaine et des argiles sableuses kaoliniques de Provins. Normale en Aquitaine dans le cadre d'une libération de sols "épuisés" puis de sols "frais", la succession est inverse dans le bassin de Paris. Nous avons vu que M. THIRY, dans un travail récent tout entier axé sur le sujet [1981], a expliqué le phénomène par genèse des altérites sur des roches mères différentes -voir page 286 et suivantes- : les

smectites se seraient formées sur les roches carbonatées du Crétacé supérieur et les kaolinites sur les roches acides et "pauvres" du Trias ou du Crétacé inférieur et moyen. Très argumenté, ce point de vue ruine, à lui seul, l'explication bio-rhexistatique et assure la démonstration du rôle de la topographie : une rupture bioclimatique intervenant sur des reliefs préexistants n'aurait pas manqué, en effet, d'entraîner un mélange des argiles dans la zone de sédimentation centrale. Pour concevoir les successions observées, il est inévitable de faire appel à des modifications dans la taille des bassins-versants, donc à une intervention du couple tectonique-relief. Si besoin était, les sensibles écarts dans le temps relevés entre les événements connus par chaque bassin sédimentaire infirmeraient, à eux seuls, les interprétations donnant un rôle au climat puisque les causes de ces événements se sont inscrites à l'échelle de petites régions, c'est-à-dire à une échelle très inférieure à celle où interviennent les changements climatiques.

Ces remarques, ajoutées à toutes celles qui ont été faites dans les pages précédentes, débouchent sur une affirmation : c'est, pour l'essentiel, la tectonique qui a été responsable du rythme et de l'ampleur des reprises d'érosion éocènes. Le type d'évolution reconnu pour le Crétacé s'est donc poursuivi au début du Tertiaire. Nous devons, maintenant, nous intéresser aux événements qui se sont déroulés entre les reprises d'érosion, sur les espaces plats façonnés par la regradation des volumes structuraux.

On ne saurait attribuer une signification géomorphologique aux seules accumulations de matériaux détritiques contemporaines des périodes de "crise", les séries réduites à prédominance carbonatée déposées au cours des "accalmies" ont également la leur. Elles correspondent à une prédominance de la pédogenèse et des processus d'altération sur l'usure mécanique du relief. Pour rendre compte du fait, je n'emploierai pas bien entendu le terme de "biostasie", puisqu'il ne semble pas avoir été permis par un état particulier du couvert végétal éocène ; je parlerai plutôt de stabilisation par atténuation des pentes. Avant de s'intéresser aux causes, il est toutefois nécessaire de s'attarder à la description des témoignages directs laissés par ces événements : les paléoaltérations.

Les paléoaltérations signalées dans le plan des topographies éocènes sont assez nombreuses (fig. 61). Pour des raisons identiques à celles invoquées lors de l'étude des paléoaltérations crétacées, elles sont plus abondantes à la périphérie du Massif Central, plus rares à l'intérieur -voir ci-dessus- : elles ont disparu des domaines soumis à des mouvements positifs fréquents et se cantonnent soit dans des régions demeurées en position basse, sans avoir été recouvertes après l'Eocène par de fortes épaisseurs de sédiments, soit en bordure de secteurs franchement subsidents. Trois grands types de paléoaltérations ont été décrits : des silicifications, des cuirasses ferrugineuses et des encroûtements calcaires, leur conservation s'expliquant par la consolidation des horizons où elles sont apparues.

Peut-être en raison de l'extrême solidité des faciès conservés, les silicifications semblent avoir été les plus nombreuses ; on les rencontre dans le bassin de Paris [M. THIRY, 1978 et 1981 - M. THIRY *et alii*, 1983] comme en Aquitaine [P. DANIOU et N. GOURDON-PLATEL, 1978 - P. DANIOU, 1979 - M. P. MOULINE, 1983]. Leur cas pose cependant un problème : toute la vaste famille des silicifications n'est pas concernée par ces remarques -voir page 301- ; il sera uniquement question ici des silicifications météoriques -"silcretes" des auteurs anglo-saxons- dont l'âge "éocène" paraît acquis. Les silicifications liées à des circulations de nappes phréatiques profondes ne seront pas étudiées. D'âge variable, puisque certaines se réalisent peu de temps après le dépôt de la roche d'accueil, alors que d'autres ne se forment que plusieurs millions d'années après, à l'occasion de modifications dans l'environnement de la roche, les indurations siliceuses profondes sont toutefois difficiles à distinguer des phénomènes provoqués par le lessivage des horizons superficiels des sols. Les spécialistes ont pourtant proposé un certain nombre de critères de reconnaissance, en particulier la netteté des organisations éluviales ou illuviales propres aux circulations superficielles [M. THIRY, 1978, p. 35] ou l'extrême variabilité des faciès d'un secteur à l'autre [R. MEYER, 1981, p. 99].

D'épaisseur toujours limitée, les silicifications météoriques éocènes ont révélé à l'analyse micromorphologique des aspects, donc des mécanismes, assez divers.

M. THIRY a décrit au toit de la série sparnacienne du Sud-Est du bassin de Paris des grès lustrés noduleux, formés par des phénomènes de dissolution et recristallisation successive de la matrice siliceuse. Il a reconnu, à la base des profils, l'apparition de granules d'opale et de quartz microcristallin, dans la partie intermédiaire, le développement d'un ciment où le quartz microcristallin l'emporte sur l'opale et, en tête des profils, une disparition du ciment au profit d'un nourrissage direct des grains de quartz du squelette [M. THIRY, 1978]. On retrouve une organisation assez semblable dans la matrice consolidée des conglomérats à silex du Nivernais [M. THIRY, 1981] ou dans celle des perrons de Touraine [L. RASPLUS, 1979].

Dans le Bassin Aquitain, les silicifications occupent des situations stratigraphiques très différentes : les unes sont inscrites au toit des séries jurassiques ou crétacées où elles épigénisent souvent les calcaires, grésifiant ailleurs les faciès sableux [P. DANIOU et N. GOURDON-PLATEL, 1978] ; d'autres affectent les sédiments détritiques du Paléogène inférieur. Outre les silicifications décrites par F. DAUGAS en Périgord [1981] -voir pages 306 et 307-, matériel consolidé à la suite d'une épigénie des minéraux argileux par de l'opale ou de sa précipitation directe dans des vides -silanes-, P. DANIOU a montré de quelle façon des grès-quartzites marquaient la partie médiane de la sédimentation dans le Montmorélien [1981, pp. 219-234]. Il a observé des phénomènes parfaitement identiques à ceux du Bassin Parisien, avec des néogénèses de quartz dans les faciès les plus consolidés surmontant des grésifications moins résistantes où l'opale ou le quartz microcristallin

jouent tour à tour le principal rôle [1981, p. 224]. M. P. MOULINE [1983] a, de son côté, reconnu la présence des silicifications continentales au sein des calcaires lutétiens du Castrais. Bien que plus discrets, ces niveaux offrent un intérêt particulier : ils constituent à la fois un lien avec les événements connus par le Languedoc ou la vallée du Rhône [M. N. VALLERON, 1981] et la preuve des rapports qui ont uni, dans un certain contexte, différents types de paléoaltérations, ici silicification et calcitisation.

Sur les bordures de la vallée de la Saône, les grès du Mâconnais, malgré l'imprécision de leur âge, appartiennent indiscutablement par leurs caractères pétrographiques à la catégorie des silcrètes éocènes [M. O. BRUNY, 1982, pp. 66 à 73].

On trouve également des silicifications paléogènes inférieures à l'intérieur du Massif Central. Celles-ci sont moins typées qu'à la périphérie ; elles sont pourtant très fréquentes à la base des accumulations "oligocènes" où, associées à des rubéfections, elles forment des indurations caractéristiques.

Taxées de "latérites" par A. LACROIX dès 1901, les "Terres rouges" du Massif Central ont été reclassées par J. DE LAPPARENT dans la catégorie des "argiles gréseuses et ferrugineuses durcies par un ciment d'opale" [1930 a]. Depuis cette date, les descriptions précises se sont multipliées [P. TAPSOBA, 1967 - R. COINÇON, 1972 - M. DESCHAMPS, 1973 - P. LARQUE, 1981 - M. THIRY et M. TURLAND, 1985]. J'ai moi-même demandé aux services du Laboratoire de Géomorphologie du CNRS de Caen de réaliser de nombreuses lames minces et des analyses chimiques sur des échantillons de ces roches. Interprétées par M. RIO, les lames minces ont permis de cerner la nature de ces "cuirasses".

- Les paléoaltérations responsables des faciès cuirassés se sont formées sous l'influence de processus pédogénétiques au sein d'anciens sols. On y reconnaît de nombreuses microstructures caractéristiques : terriers, glébules, coiffes, argilanes, etc...

- Le seul minéral présent dans le squelette des indurations est, en dehors de très rares feldspaths potassiques, le quartz. Il se présente souvent sous forme de grains éclatés. Plusieurs coupes -Lembron, Brioude-, qui offrent en continuité le passage du granite intact à la "cuirasse", prouvent que la destruction des minéraux ferromagnésiens et des silicates d'alumine s'est effectuée en quelques décimètres.

- Le ciment des indurations, enfin, est le plus souvent composé d'argiles imprégnées de fer et de silice amorphe.

Les analyses chimiques effectuées ont, de leur côté, abouti à mettre en évidence une concentration de silice qui se situe entre 5 et 15 % par rapport aux quantités présentes dans la roche initiale. La silice libérée par la destruction des feldspaths et laissée libre par la néoformation de la kaolinite, argile quasi exclusive des horizons d'altérations, est donc venue se fixer dans les niveaux indurés. Au contraire de ce que l'on pourrait croire à la vue des teintes très vives de la roche, les concentrations en fer restent en valeur absolue assez faibles : en laissant de côté de petits pisolithes dont la teneur est comprise entre 10 et 40 %, la matrice des "cuirasses" donne des quantités de fer qui oscillent entre 3 et 7 % du total de la roche. Ces chiffres sont toutefois trompeurs puisque par rapport à la roche mère, le ciment des "Terres rouges" montre des augmentations de plus de 100 % ! A partir de là, une évidence s'impose dans le Massif Central : il existe un lien entre silicification et ferruginisation ; les unes et les autres paraissent relever d'un même type d'altération ayant agi en deux temps avec mobilisation du fer, dans une première phase, puis de la silice. Il est à noter d'ailleurs que ce genre d'association entre fer et silice a été aussi remarqué dans les silicifications du Nord de l'Aquitaine par N. GOURDON-PLATEL [P. DANIOU et N. GOURDON-PLATEL, 1978, p. 331].

Les indurations ferrugineuses sont extrêmement fréquentes sur les marges sédimentaires du Massif Central et, en particulier, sur les auréoles de calcaires jurassiques où elles ont donné lieu avant la révolution industrielle à une intense exploitation artisanale. On les connaît partout, du Quercy au Périgord et du Poitou au Nivernais. Les véritables gisements en place sont moins nombreux dans le Sud-Est ; ils ont, en revanche, été présents avant d'être remaniés, puisqu'ils donnent leur coloration caractéristique aux décharges "ilerdiennes" et "bartoniennes".

Les études les plus précises concernant les ferruginisations sont celles que N. GOURDON-PLATEL [1980] et J. D. ARCHANJO [1982] ont réalisées en Aquitaine.

N. GOURDON-PLATEL s'est intéressée à une vingtaine de sites, développés sur les niveaux secondaires -Jurassique, Crétacé- et répartis entre la côte charentaise et les confins du Périgord Noir. Situés en marge des aires de sédimentation du Paléogène inférieur, les affleurements riches en fer sont toujours séparés des roches carbonatées mésozoïques par un mince banc d'argiles qui représente les produits de l'altération du calcaire. Le fer est rassemblé sous forme de pisolithes dans la partie supérieure des argiles de décarbonation. Il proviendrait de "la libération des ions ferriques fixés sur les couches octaédriques des édifices silicatés" de la montmorillonite, elle-même caractéristique de la pédogenèse en milieu calcique [N. GOURDON-PLATEL, 1980, p. 140]. Grâce à l'activité de certaines bactéries, de fortes concentrations de fer se seraient réalisées, les processus physiques ou chimiques d'éluviation achevant l'accumulation sur place des pisolithes, tandis que les eaux chargées d'ions ferreux assuraient leur cimentation.

N. GOURDON-PLATEL a proposé une typologie des "cuirasses" en fonction de leur composition chimique. Elle a distingué :

- des "cuirasses" gréseuses plus riches en silice qu'en fer,
- des "cuirasses" latéritiques où silice, fer et alumine sont en quantité assez proche,

- des "cuirasses" ferrugineuses formées par le fer pour moitié au moins.

Les liens entre paléopédogenèse et ferruginisation ont particulièrement retenu l'attention de J. D. ARCHANJO. Celui-ci a ainsi tenté de reconstituer un "profil type" des sols paléogènes du Quercy à partir des coupes qu'il a étudiées [1982, pp. 115 à 118]. Il a reconnu, de bas en haut, plusieurs horizons différents assurant le passage de la roche mère crétacée ou tertiaire -ici toujours argilo-sableuse- à une zone indurée qualifiée de "cuirasse".

- Un premier horizon est marqué par une légère induration de la roche, une augmentation de la kaolinite aux dépens des autres phyllites et l'apparition discrète de microstructures pédologiques -cutanes-.

- Le second est caractérisé par une forte hausse des teneurs en argile et en fer et une amorce des concentrations en certains minéraux -chrome, vanadium-, d'autres ayant été lessivés -strontium, baryum-.

- Un troisième, enfin, est individualisé par l'apparition de concentrations ferrugineuses sous des formes diverses -concrétion, nodule-, la kaolinite étant seule présente parmi les argiles.

Lorsqu'elle a été conservée par l'érosion, la "cuirasse" s'est révélée être sur les roches du Quercy un "grès ferrugineux" composé de fer à plus de 50 %.

J. D. ARCHANJO a tiré plusieurs conclusions importantes de son étude.

- Il a affirmé l'autochtonie des profils qui ne représentent pas, comme les auteurs classiques avaient tendance à le penser, des remaniements.

- La présence de quantité notable de kaolinite dans certaines roches mères l'a gêné pour évaluer le type d'altération. L'absence de gibbsite -à la différence des résultats obtenus par N. GOURDON-PLATEL, dans quelques rares secteurs il est vrai-, l'évidence de la néoformation de kaolinite partout où elle n'était pas exclusive au départ, et le phénomène de concentration relative du fer, par départ des autres constituants, l'ont conduit à parler de "ferrallitisation" [1982, pp. 120 à 124]. Il a reconnu dans les faciès sidérolithiques du Quercy les quatre oxy-hydroxydes mis en évidence par D. NAHON [1976, pp. 89 à 116] dans la dynamique du fer des cuirasses d'Afrique occidentale : goëthite, hématite, hématite alumineuse et goëthite alumineuse.

- Il a, pour terminer, observé que, sous l'effet de la fossilisation des paléosols ferrugineux par des sédiments carbonatés, d'autres types d'altérations s'étaient développés, en l'occurrence des calcitisations.

Avant de quitter les ferruginisations d'Aquitaine, on doit évoquer les arguments avancés pour les dater.

N. GOURDON-PLATEL les a attribuées au "climat tropical chaud et humide de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire", en raison de leur position sur le Campanien et sous les premières décharges détritiques sparnaciennes. Elle a noté, cependant, que "d'autres concentrations pisolithiques plus diffuses se rencontraient au toit des argiles cuisiniennes et du Lutétien" [1980, p. 143].

J. D. ARCHANJO a abouti à des conclusions très voisines : il a proposé toutefois de donner une limite supérieure précise aux phénomènes de ferrallitisation de l'Aquitaine en notant que l'apparition des faciès calcitisants, caractérisés par la néoformation dans les sols de l'attapulgite, devait indiquer un changement climatique général vers des nuances plus arides, bien situé dans la stratigraphie d'autres bassins au Lutétien supérieur. Deux types d'altérations très différentes se seraient succédé de part et d'autre de l'Eocène moyen à la suite d'une modification fondamentale du contexte climatique. Or cette hypothèse est difficilement acceptable comme nous allons le voir en étudiant les calcitisations.

Au contraire des silicifications ou des ferruginisations, qui ont attiré très tôt l'attention des géologues ou des géographes par leurs faciès très typés, les paléaltérations sur roches carbonatées sont restées plus ou moins ignorées jusqu'à une date très récente parce qu'elles entraînent des changements beaucoup plus discrets. De ce fait, il est vraisemblable que leur inventaire est loin d'être achevé. On peut cependant, d'ores et déjà, affirmer sans possibilité d'erreur que des calcitisations se sont produites à plusieurs reprises dans le Paléogène inférieur.

M. LAURAIN et R. MEYER [1979] ont décrit, au toit de la craie santonienne de la Montagne de Reims et sous les sédiments éocènes représentés par du Sparnacien, les horizons profonds d'un paléosol développé aux dépens des couches secondaires et couronné par un encroûtement calcaire. Epaisse d'environ quatre mètres, l'altération s'est accompagnée d'une modification du cortège argileux de la roche mère : l'illite, puis la kaolinite, disparaissant de bas en haut du profil pour céder la place à des interstratifiés kaolinite-smectites et à des smectites, en quantité très supérieure à celle de la roche initiale. Une étude micromorphologique a permis, d'autre part, de mettre en évidence des phénomènes de recristallisation de la calcite. Les petits bioclastes -coccolithes, débris de Foraminifères- disparaissent et la micrite de la craie s'altère, le carbonate de calcium se redéposant sous forme de rhomboèdres de plus en plus grands qui finissent, au sommet de la partie conservée du paléosol, par donner un calcaire feuilleté d'une grande dureté, colonisé par des microcodiums. Tous ces caractères sont représentatifs des calcrètes ; M. LAURAIN et R. MEYER ont, en conséquence, reconnu dans la coupe les effets d'une pédogenèse post-santonienne et antésparnacienne qui se

serait réalisée à l'occasion d'une phase climatique "à saison sèche marquée", car la formation de ce type d'altération se ferait actuellement "en diverses régions d'Israël" [p. 1213].

Utilisant les travaux de A. RUELLAN sur les mécanismes des encroûtements [1970], G. TRUC avait le premier attiré l'attention des géologues sur les calcaires continentaux du Sud-Est de la France, en particulier sur les célèbres calcaires à *Planorbis pseudoammonius* [1975 a, 1975 b]. La thèse de 3^{ème} cycle entreprise par M. N. VALLERON [1981], les actuelles recherches de F. ROULIN [1984] ont rapidement fait progresser la connaissance des paléoaltérations en milieu carbonaté. On peut résumer les principaux acquis récents de la façon suivante.

- Attribués auparavant à une banale sédimentation lacustre, de nombreux niveaux calcaires de la Provence et du Languedoc (fig. 61) présentent à l'affleurement des faciès pour le moins curieux : laminaires, noduleux ou bréchiques. Ils sont surtout affectés par une "forte empreinte pédologique" qui se traduit par "l'apparition de figures classiques telles que nodules, manchons radicaux, vides et cristaux très variés" [G. TRUC, 1975 b, p. 108]. Ces calcaires sont, en fait, de véritables calcrètes ayant épigénisé un sédiment d'accueil argileux ou sablo-argileux.

- La calcitisation météorique a entraîné de fortes modifications à l'intérieur du substratum. Des néoformations argileuses sont apparues à la base des profils : à partir de phyllites variées -kaolinite, smectites ou illite- un phénomène de bisiallisation a provoqué le développement d'argiles aluminomagnésiennes -illite, smectites ou attapulgit- de couleur verdâtre caractéristique. Entre l'argile verte et les calcitisations, des silicifications sont fréquemment visibles sous forme d'argile à opalite, d'opale ou de calcédonite soudant des boules décimétriques isolées, des lentilles métriques ou des dalles massives, épaisses parfois de deux mètres. Enfin, au toit des paléosols conservés, s'individualisent des encroûtements. Ils ont "digéré" les sédiments d'accueil, argiles ou silicifications, les unes et les autres se retrouvant sous forme de "relique" à l'intérieur des croûtes. Ce n'est qu'au-dessus des calcrètes que l'on rencontre parfois de véritables calcaires lacustres, dont le dépôt a ainsi mis sous scellés les paléoaltérations.

Tous les chercheurs qui ont travaillé sur les calcitisations, les ont mises en relation avec un climat particulier.

F. ROULIN [1984], Y. BILLAUD *et alii* [1984] ont insisté sur la succession de plusieurs épisodes distincts dans la réalisation des indurations : les silicifications auraient précédé dans le temps les calcitisations. Ils ont reconnu :

- des "périodes chaudes et humides " avec une puissante "dynamique fluviale", responsable du dépôt des séries détritiques,
- des "périodes caractérisées par de plus longues saisons sèches" où la "dynamique des nappes aquifères" prenait le pas sur celle des eaux fluviales, "les solutions enrichies en silice entraînant de puissantes épigénies dans les dépressions",
- enfin, après le Lutétien moyen, un "changement climatique profond" marqué par l'instauration d'une "tendance méditerranéenne", elle-même responsable des phénomènes d'encroûtements.

Bien qu'ils n'aient pas tenu à introduire de coupure entre les différentes étapes de la genèse des altérations, N. TRAUTH et M. N. VALLERON [1984] ont, eux aussi, reconnu dans les processus de la calcitisation les conséquences de "climats à saisons sèches alternées". En raison de la grande extension des paléosols carbonatés, ils ont, par ailleurs, proposé d'en faire un repère dans l'évolution paléogéographique.

Au terme de cette rapide présentation des altérations éocènes, il convient de s'interroger sur les causes de leur fort degré d'évolution. Chaque type résulte de la concentration, dans certains horizons du sol, d'un élément particulier -silice, fer ou calcaire-, le problème étant de comprendre la raison d'une telle concentration. Tous les chercheurs dont les travaux viennent d'être cités, ont, comme cela avait déjà été constaté pour l'explication des paléoaltérations mésozoïques, apporté une même réponse : la mise en place des "cuirasses" serait liée à des circonstances climatiques particulières, en général une augmentation temporaire de la sécheresse. Un exemple type du recours au climat correspond à l'interprétation des silicifications à laquelle M. THIRY s'est peu à peu rallié au cours de ses recherches. Après avoir adopté un premier point de vue, où la topographie et le temps jouaient un rôle prédominant [1981, pp. 138 et 139], il s'est tourné vers une explication franchement climatique [1983, pp. 9 et 10]. Le lien qui s'est créé dans son esprit entre l'apparition des silicifications et une certaine évolution climatique vers "l'aridité", est devenu si fort qu'il n'a pas hésité dans des publications récentes [M. THIRY et M. TURLAND, 1985, p. 188] à dater des indurations siliceuses en fonction des rapports, bien établis pour lui, entre paléoaltérations et changement climatique caractéristique d'une époque.

En optant pour une hypothèse dans laquelle une diminution des pluies serait allée de pair avec la fixation, à l'intérieur de certains horizons du substratum, de produits éluviaux prélevés dans d'autres horizons, M. THIRY et les autres auteurs se sont soumis à la logique des faits d'observation. Les études de A. RUELLAN sur les encroûtements carbonatés [1970] ou de D. NAHON sur les cuirasses ferrugineuses [1976] ont montré que les divers processus conduisant aux indurations étaient aujourd'hui actifs dans des régions de climat plus ou moins aride. Leurs analyses chimiques ont en effet mis en lumière, sans discussion possible, de quelle façon les matériaux, dissous dans la partie supérieure des versants par les eaux d'infiltration, migraient très lentement vers l'aval, avant de s'immobiliser sous l'effet de l'évaporation. Une humidité d'importance variable et certaines conditions biologiques -rôle des bactéries- étant réclamées par la mobilisation ou

l'immobilisation des divers éléments -carbonates, oxydes de fer, silice-, une zonation des indurations a été proposée sur le modèle actuel. Géo chimistes et pédologues sont même allés plus loin ; ils ont établi, à partir de leurs observations, une véritable théorie de l'évolution des reliefs. G. MILLOT, en particulier, a insisté dans plusieurs publications sur la façon dont la géochimie pouvait "façonner les paysages" [G. MILLOT *et alii*, 1976 - G. MILLOT, 1977]. L'idée d'une évolution fortement influencée par le couple sol-végétation s'est alors imposée -"systèmes biogéodynamiques" [G. MILLOT *et alii*, 1976, p. 243]-, le climat faisant tout naturellement figure d'élément moteur fondamental de la morphogénèse. C'est, en reprenant en totalité ou en partie les conclusions tirées de ces observations et en les projetant sur les périodes passées -"actualisme"-, que les géologues expliquent les paléaltérations des premiers temps du cycle alpin -Secondaire et Tertiaire inférieur-. Or, à mon avis, leur démarche ne convient pas : je contesterai, à la fois, la théorie du façonnement géochimique des paysages, les liens systématiques établis entre des nuances de climat chaud et les altérations, l'utilisation directe et systématique dans la reconstitution des événements passés de faits observés aujourd'hui. Disposant dans ce chapitre d'une place limitée pour détailler les raisons qui m'ont amené à remettre en cause des concepts couramment admis par les meilleurs spécialistes, il est indispensable de réclamer aux lecteurs intéressés par ces problèmes une attention toute particulière. Je leur demanderai d'ailleurs de bien vouloir développer d'eux-mêmes les quelques axes de réflexion qui vont être amorcés car, par manque de temps et de place, je suggérerai plus que je n'argumenterai, la démonstration de ces idées clés étant en définitive dispersée à travers l'ensemble du présent travail !

Personne ne songerait bien entendu à remettre en cause le rôle des conditions atmosphériques dans la répartition des sols et de la végétation, ni celui des variations climatiques quaternaires dans les changements apportés aux processus de l'altération, notamment pour les régions subtropicales. Il est pourtant nécessaire de rester prudent lorsqu'on désire établir des rapports précis entre un processus donné et un type de climat.

- L'instabilité climatique quaternaire dans la zone intertropicale rend difficile la recherche des liens que chaque nuance climatique a entretenus avec des mécanismes édaphiques d'une relative lenteur. Il me paraît par exemple très délicat, sinon franchement impossible, de faire la part exacte, dans la pédogénèse intertropicale, des conséquences actuelles du climat, des héritages des climats disparus depuis seulement quelques milliers d'années, et, éventuellement, de ce qui a été le résultat original d'une succession de plusieurs climats -polygénisme-.

- Si, dans le cadre de l'Afrique Occidentale où ont été réalisées la plupart des observations dont il est question ici, la succession des grands types de climats quaternaires paraît à peu près reconstituée, très peu de données ont été acquises sur leurs caractères particuliers et leur durée. De manière identique, en dépit de la progression des connaissances en matière de pédogénèse -description, classification, étude des mécanismes-, de nombreuses découvertes restent à faire sur les rythmes et leur variation dans l'action des processus. Bref, on peut esquisser des bilans globaux, on connaît une partie de la logique des phénomènes, mais on ignore encore beaucoup de choses sur leur histoire et sur les relations précises qui ont uni les différents paramètres explicatifs. Je ne suis pas sûr, du reste, que la liste complète des paramètres soit toujours dressée dans son intégralité, et que l'ordre d'intervention supposé soit le bon. Toutes les considérations que l'on peut tenir sur la distribution présente des altérations dans le cadre des régions intertropicales me semblent faussées par au moins deux données.

- Les reliefs sont en général considérés par géographes et géologues comme une conséquence des types d'altérations, or, de mon point de vue, c'est plutôt l'inverse qui est vrai, même si, intégrés dans un géosystème, les uns et les autres entraînent en réalité action et réaction et sont régis par des interdépendances.

- La plupart des chercheurs voient par ailleurs dans le relief une sorte de constante, la tendance à la surrection du substratum compensant le travail de l'érosion et assurant, pour le moins, la présence continue de pentes d'une certaine valeur. Tout mon travail souhaite démontrer, au contraire, que l'histoire du Globe a été affectée de changements fondamentaux dans l'ampleur de la topographie, avec des conséquences pour l'ensemble du milieu naturel.

Une réflexion plus approfondie sur les deux derniers points est nécessaire.

Je pense, sans remettre en cause l'usure possible des volumes par la mise en solution de certaines matières, qu'en parlant de "façonnement géochimique des paysages", des chercheurs en sont venus à prendre l'effet pour la cause. Les rapports étroits reconnus entre type de relief et type d'altération me rappellent tout à fait ceux généralement admis entre climat et altération : ils s'arrêtent aux apparences et ne tiennent pas compte des échelles spatio-temporelles.

J'utiliserai, pour faire comprendre ma position, l'exemple des inselbergs et de "l'invasion remontante" de la montmorillonite. G. MILLOT, G. BOCQUIER et H. PAQUET [1976] se sont eux-mêmes servis de cet exemple pour illustrer l'efficacité de la pédogénèse, affirmant, entre autres, que le "milieu lessivé" reconnu dans le secteur amont des glaciers "ronge l'inselberg à son pied et redresse ses versants" [p. 240]. Sans vouloir entrer dans la question ardue de l'origine des inselbergs, il me faut dire d'entrée que l'hypothèse d'une élaboration de la topographie de plaine par l'action sélective de différents mécanismes pédologiques est difficile à admettre. Les sols constituent l'un des éléments du milieu naturel, ils peuvent agir sur les roches, les plantes, le microclimat, au même titre que les divers composants cités, et, par ce biais, sur l'évolution du relief ; mais l'inverse est aussi vrai, sinon plus : les sols s'inscrivent à une certaine échelle dans l'espace et dans le temps, cette situation va les amener à être modifiés avant d'autres facteurs. Ils sont sous la dépendance étroite du relief par le biais de la pente, donnée primordiale qui règle, avec la tranche d'eau écoulée, le devenir des matières organiques ou minérales, pour la plupart mobiles. Je ne pense donc pas qu'il soit possible de dire que

certain processus pédologiques modifient les pentes, dans la mesure où leur présence et leur intensité résultent de la valeur de ces pentes. Pour en revenir au cas précis des inselbergs, je ne peux pas croire au rôle de la pédogenèse pour régler et faire évoluer la forme. La nature des sols lessivés du pied de l'inselberg s'explique par le pourcentage élevé de la pente et c'est peu à peu l'entraînement mécanique des matériaux -l'altération chimique est en général isovolume dans le sol- qui abaisse la pente. Le domaine des sols éluviaux voit ainsi de façon très logique son espace diminuer par rapport à celui des sols illuviaux. De cette "invasion remontante", il ne résulte aucun effet morphologique sur l'amont ; le relief n'est pas "rongé" par la base suivant le genre d'évolution reconnu à la partie inférieure de certains pitons des paysages karstiques des régions chaudes et humides, l'extension du domaine de la montmorillonite est une simple conséquence de la diminution des pentes du glacis. Les flancs de l'inselberg s'immunisent au contraire avec le temps. On se trouve face à des reliefs résiduels, oeuvres d'une évolution verticale par dégagement de cryptoreliefs créés par des altérations pénétrantes différentielles. Certains auteurs ont, du reste, démontré l'impossibilité d'une évolution par recul latéral des versants, même en faisant appel à des systèmes complexes de processus physico-chimiques [P. BIROT, 1978] -voir page 123 et suivantes, ainsi que pages 600 et 601-. Pour conclure sur ce point, il me semble que le relief influence le sol par l'intermédiaire de la nature des pentes, alors que la pédogenèse intervient, tout au plus, au niveau du modèle de détail. A moyenne et surtout à petite échelle, le sol est l'élément "passif" ou mieux "second", le relief est le facteur non pas "actif" mais "premier". Le sol s'inscrit sur le relief, il a une instabilité plus grande que le relief, il change avec lui, participe à ces changements, mais il ne les provoque pas !

Le relief étant comme les climats soumis à de profonds bouleversements, il me paraît, sur un autre plan, très dangereux de vouloir associer de façon étroite des altérations, dont beaucoup, si ce n'est pas toutes, sont des héritages, à des circonstances actuelles précises.

En Afrique Occidentale, les cuirasses bauxitiques apparaissent aujourd'hui au sommet de reliefs résiduels puissants ou jalonnent de hauts plateaux. Pour moi, si elles n'apparaissent pas sur les interfluviaux secondaires ou les versants, ce n'est pas suivant l'avis de D. NAHON [1976] parce que le cuirassement -entendu comme un processus pédologique lié à un climat particulier- progresse moins vite que l'altération kaolinique (fig. 72 a) mais bien plutôt en raison de l'impossibilité pour le cuirassement de se former dans certaines conditions morphogéniques. L'érosion est, dans le contexte morphostructural actuel, trop intense : les différentes formes de transport de matières solides sur les pentes aboutissent, y compris sous forêt [G. ROUGERIE, 1960], à un renouvellement des couches superficielles du sol qui interdit le phénomène de concentration relative à l'origine des indurations ferrallitiques. Sur ces bases, et en opérant un rapprochement avec ce qui a déjà été dit sur les bauxites crétacées du Sud-Est de la France, l'importance d'un relief à faible pente paraît au moins aussi nécessaire qu'un climat chaud à humidité saisonnière pour rendre compte de la genèse de cuirasses bauxitiques. On peut esquisser, ainsi, le rôle joué par la topographie dans l'apparition des divers encroûtements pédologiques. Une erreur à ne pas commettre serait de vouloir renverser directement les modes d'explication et d'affirmer que l'ensemble des cuirasses résulte d'aplanissements du relief. Les spécialistes des sols africains actuels n'auraient, alors, aucune difficulté à montrer que des cuirasses ferrugineuses sont en cours d'élaboration sur des versants en pente forte, dans le cadre des climats tropicaux à longue saison sèche. J'accepterai volontiers, cette fois, l'avis de D. NAHON (fig. 72 C) selon lequel il se produit une épigénie du manteau d'altération kaolinique par les cuirasses ferrugineuses pour des raisons climatiques. En l'occurrence, je pense que, dans les régions arides actuelles, la sécheresse du climat, nettement plus accusée que celle connue par les régions de l'Europe de l'Ouest au Paléogène -à la fois par la faiblesse des précipitations et par le bilan de l'eau au niveau du sol, après intervention des températures et de l'insolation-, prend le relais de l'absence de pente. L'extrême rareté des pluies freine l'évolution morphologique et la puissance de l'évaporation bloque le transport des matières dissoutes qui se redéposent à peu de distance du lieu de leur mise en solution. Il n'existe donc pas une seule origine aux phénomènes de cuirassement : divers processus -accroissement climatique de l'évaporation ou diminution morphogénique de la pente- ont pu aboutir à l'immobilisation rapide de certaines matières. Les différentes causes possibles se sont ainsi soit remplacées, soit additionnées. N'étant pas spécialiste de ces questions, il n'est pas dans mes intentions de détailler l'ensemble des causes possibles des indurations ; je me limiterai à des remarques concernant deux d'entre elles : le climat et le relief.

Sur la figure 72, les liens précis établis entre cuirassement et climat par D. NAHON [1976, fig. 60] ont été reproduits ; en élargissant son point de vue, on doit constater qu'il associe avec la plupart des pédologues actuels : bauxite et climat équatorial chaud et pluvieux, croûtes ferrugineuses ou siliceuses et climat tropical d'humidité contrastée, croûtes calcaires et climat semi-aride -je serai tenté d'ajouter croûtes gypseuses et climat aride-. En choisissant un tel classement, les géochimistes vont au plus simple : ils respectent l'ordre de mobilisation des matériaux en fonction de leur plus ou moins grande rapidité ou facilité de mise en solution et rendent compte des phénomènes par le bilan climatique de l'eau : quantités des précipitations et puissance de l'évaporation. Ce faisant, ils éliminent les autres paramètres : évolution du relief, valeur des pentes, bilan de l'eau à l'intérieur du sol. En donnant la priorité aux conditions atmosphériques, les spécialistes, du reste plus préoccupés par l'étude des processus et la compréhension des mécanismes physico-chimiques, ont fait pour moi un mauvais choix. L'hydrolyse ou la dissolution, processus fondamentaux de l'altération des minéraux, sont des processus azonaux qui se réalisent sous tous les climats à la seule condition de la présence d'eau ; ils sont seulement accélérés par une chaleur et une humidité croissante. Après élimination de tous les autres paramètres, je ne crois pas me tromper en avançant que, pour une roche donnée et dans des conditions de température et d'humidité différentes -l'eau n'étant pas gelée naturellement-, un degré d'altération identique pourra être atteint si l'on remplace la chaleur et l'humidité par le temps. La durée est par conséquent un facteur d'importance semblable au climat. Or, avec la notion de temps intervient la morphogenèse. De la même façon que les pédologues constatent l'impossibilité pour un sol de différencier ses horizons sur des pentes soumises à

regradation -rankers d'érosion- ou dans les secteurs d'accumulation -sols alluviaux-, les géochimistes doivent se persuader des difficultés rencontrées par les indurations pour s'installer sur des pentes en cours d'évolution ou dans des fossés en cours de sédimentation. Si des cuirasses se rencontrent aujourd'hui dans de tels contextes, le climat n'en est responsable que par l'intermédiaire de ses conséquences sur la morphogénèse, qui est très limitée dans les régions arides ou carrément stoppée dans les régions hyper-arides. Les facteurs déterminants sont, dans ce cas, les conditions morphogéniques et non les conditions climatiques. La répartition actuelle des cuirassements en Afrique occidentale est la résultante de données diverses : exercice de processus pédologiques azonaux, accélération de l'efficacité de certains d'entre eux et diminution de l'activité de l'érosion mécanique par un contexte zonal présent ou passé. Si l'on ajoute le rôle joué par les variations de la vigueur des pentes et par la roche mère, qui relèvent des circonstances locales, on admettra la complexité de la distribution de ces altérations, la réduire aux effets de la seule zonation climatique actuelle est pour moi inacceptable, vouloir appliquer ce principe à la compréhension des événements passés constitue une erreur encore plus grave.

Pour en revenir au Massif Central et au Paléogène, je crois qu'on ne peut évoquer, dans son cas, un contexte climatique similaire à celui de l'Afrique Occidentale quaternaire, avec d'amples variations de l'"équatorial" au "semi-aride", ni imaginer une pédogénèse affectant une topographie semblable à celle qui est aujourd'hui visible. Il est inutile, en fonction de tout ce qui a été écrit auparavant, de revenir sur le premier point. Le second mérite plus d'attention.

Une des tâches fixées à ce travail a été de donner des ordres de grandeur pour situer, à la fois, l'importance des reprises d'érosion et l'ampleur des reliefs nés des contraintes structurales. Nous avons vu qu'on peut considérer comme acquis, d'une part, la modestie des déformations tectoniques, d'autre part, l'efficacité des processus morphogéniques. Dans un tel contexte, tout semble indiquer une maîtrise de la valeur générale des pentes par l'érosion ; en d'autres termes, la *Primärrumpf* alpine, qui était parvenue à se maintenir en dépit des soubresauts de la tectonique crétacée -voir pages 269 et 270-, n'a pas été détruite, non plus, au Paléogène inférieur. Sa planéité primitive paraît s'être reconstituée au coeur même de la période éocène : c'est la signification que je donnerai à la multiplication des paléosols d'âge lutétien et des horizons encroûtés.

Dans le cadre des topographies à faible dénivellation de la France paléogène, la planéité -ce qui ne signifie pas l'absence totale de pentes, mais leur valeur très basse- apparue à certaines époques, sous l'effet conjoint d'un système morphobioclimatique actif et d'un ralentissement du rythme des mouvements du sol, a abouti à l'arrêt ou à une diminution extrême de l'érosion mécanique. Les migrations de matières sous forme de solution sont alors devenues l'unique agent de transport sur les "versants". Suivant le degré de mobilité des éléments, la nature de la roche et l'importance de la pente, différents types d'induration se sont produits ; leur apparition doit être considérée comme le témoignage de la faiblesse des pentes et absolument pas comme celui d'une quelconque variation du climat. En admettant cette dernière hypothèse, trop de faits resteraient inexplicables, voire contradictoires ; j'en citerai deux.

- La plupart des géologues spécialistes des paléoaltérations placent au moment de leur développement des phases d'assèchement du climat. Cette hypothèse s'accorde très mal avec la théorie de la bio-rhexistase, il y aurait dû avoir, si on applique les concepts classiques, ouverture du tapis végétal, rupture de l'équilibre biostasique, reprise d'érosion et destruction des sols. Dans la mesure où la formation des encroûtements paraît effectivement s'être réalisée à des périodes où le nombre des espèces de milieux humides diminuait -voir page 333-, il n'y a pas d'autre possibilité logique d'explication que d'envisager un contrôle de tous ces événements par le couple structure-relief. L'aplanissement de la topographie a permis la maturation des paléosols et provoqué une sensible modification du bilan de l'eau au niveau du sol, d'où les conséquences sur la végétation.

- Pour permettre l'harmonisation des nombreux types d'altérations paléogènes avec ce que l'on pense du contexte climatique indispensable à leur genèse, les chercheurs ont dû faire preuve de beaucoup d'ingéniosité. Leur reconstitution climatique donne une grande place aux "nuances" : plus d'humidité pour la silice, un peu moins pour le fer, encore moins pour les carbonates ! Cette "gymnastique" au niveau des hypothèses me laisse sceptique, car on constate, très souvent, qu'il y a eu coexistence dans le temps, d'une région à l'autre, entre les divers encroûtements paléogènes, ou mieux que certains d'entre eux ont été associés dans le temps et dans l'espace. La démonstration en a été faite par M. N. VALLERON pour les altérations carbonatées et siliceuses du Sud-Est [1981, p. 81 à 89]. Le plus remarquable dans ce travail reste cependant, selon moi, la prise de conscience par l'auteur de la durée nécessaire à la réalisation des phénomènes d'altération [1981, p. 89 - M. N. VALLERON-BLANC *et alii*, 1985, p. 170]. Inscrits à l'échelle des temps géologiques, les encroûtements éocènes perdent ainsi leur rapport avec des "crises" climatiques du type quaternaire, c'est-à-dire marquées par des modifications incessantes ; ils s'intègrent, en revanche, dans le rythme de la morphogénèse, variable dans l'espace. Les paléoaltériles se sont formées là où le couple structure-relief leur a laissé le temps de se réaliser.

Je résumerai mon opinion sur les indurations du Paléogène inférieur de la manière suivante : dans un paysage de "plaine" de grande extension n'étant soumis ni à une érosion mécanique dans ses secteurs "amont", ni à une accumulation dans le domaine "aval", l'altération pédologique s'est poursuivie pendant longtemps sur une même tranche du substratum. Les sols se sont différenciés sous l'action de l'infiltration des eaux, favorisée par l'absence de pente. Une nappe phréatique, de grande importance puisqu'elle a permis le transport des matières en solution, s'est constituée. En fonction, d'une part, de la nature de la roche mère et de sa perméabilité, d'autre part de la valeur et de la longueur des déclivités présentes, de lentes migrations se sont produites. La tranche superficielle des sols, située au-dessus de la nappe "phréatique" et de sa zone de

battement, a été lessivée de façon continue, en particulier sur les zones "élevées" de la topographie. Des phénomènes d'accumulations se sont, au contraire, réalisés dans les "creux" et à l'intérieur du sol par précipitation de certains éléments à la suite d'une modification physique -déshydratation- ou chimique -pH- du milieu. Le climat, avec l'alternance saison humide-saison sèche, a joué un rôle essentiel dans ces processus ; mais aucune variation majeure vers plus de sécheresse ou plus d'humidité n'est intervenue, le principal facteur qui a contrôlé le développement des paléoaérites a été la durée d'existence des topographies planes ; des mouvements locaux ont plus ou moins rapidement mis un terme, à l'échelle régionale, à l'influence prépondérante de la pédogenèse, en assurant le retour à une érosion mécanique. Dans ces conditions, il importe de bien comprendre les limites de la signification stratigraphique des paléoaérites. A l'échelle du Massif Central et des temps géologiques, cette signification me semble bien établie : je citerai l'exemple des paléosols rubéfiés et silicifiés rencontrés à la base des grands fossés d'effondrement paléogènes sur le socle ; ils traduisent, à mon sens, la période de calme morphogénique qui a suivi les déformations ilderdiennes et précédé l'épisode "bartonien". Au niveau local, cependant, je n'aurai pas l'imprudence d'affirmer un âge "lutétien" pour chaque placage. Si la plupart paraissent s'être formés entre le Lutétien moyen ou supérieur et le Marinésien dans l'Est du Massif Central, il est incontestable que leur élaboration a pu s'achever -périphérie du bassin de Montluçon-, voire se réaliser -centre du bassin de Montluçon ou de la cuvette de Brenne-, durant l'Oligocène. On sait, de la même façon, que des indurations de ce type ont eu lieu au Paléocène en Aquitaine. Il convient donc de ne pas tomber dans le piège consistant à vouloir regrouper toutes ces manifestations pédologiques dans un cadre chronologique étroit : des silicifications, des ferruginisations ou des calcifications ont pu se constituer à n'importe quel moment du Paléogène dans un contexte topographique favorable et sur un substratum adéquat mais seules certaines périodes -Paléocène, Lutétien- ont vu se généraliser dans l'espace le calme morphogénique requis.

d - LA QUESTION DES PALEOTOPOGRAPHIES FOSSILISEES :

Nous venons de nous attarder longuement sur le cas des paléoaérites éocènes. Certains géomorphologues le regretteront peut-être puisqu'il s'agit de sédiments et non de formes ; j'espère, néanmoins, que le parti à tirer de leur présence pour l'étude du relief n'aura échappé à personne. Il est indispensable, avant de conclure ce chapitre, d'évoquer une dernière question, directement liée à la morphogénèse : celle des paléoformes éocènes fossilisées. Un long débat s'est ouvert à son sujet entre géographes -voir par exemple J. GRAS, 1963, pp. 109 à 114, 147 à 155, 354 à 364-, et bien qu'elle n'intéresse pas directement le socle, il est logique de la traiter ici. Je l'aborderai au même titre que le problème des surfaces d'érosion mésozoïques dans le chapitre précédent : l'hypothèse d'amples paléoformes fossilisées est incompatible avec la reconstitution des reliefs présentée auparavant. La présence de vallées ou de cuervas implique une incision puissante et généralisée du réseau hydrographique, surtout si l'on précise que les paléoformes conservées se situeraient au coeur des "plaines" d'accumulation. Dans la mesure où rien dans toutes les pages qui précèdent ne s'accorde avec une telle éventualité, on ne comprendrait pas, avec raison, de me voir éluder ce sujet, d'autant moins qu'il se trouve axé sur le thème, fondamental pour la réflexion géomorphologique, des rapports entre mouvements du sol et comportement des cours d'eau.

Ma position offre l'avantage d'être franche et claire dès le départ : il n'existe pas, pour moi, de paléoreliefs d'âge éocène dus à l'érosion et fossilisés ; un paléomodèle a pu l'être, mais il s'inscrit à l'intérieur de formes dont l'origine tectonique est indiscutable. Cette position apparaîtra, à beaucoup, soit aventurée soit inconfortable, puisque l'hypothèse des paléoreliefs vient d'être adoptée très récemment par des géologues dont les qualités d'observateurs et la connaissance du terrain sont indiscutables, à savoir L. RASPLUS [1978] en Brenne, et B. MURATET [1983] en bas Rouergue. L'examen de ces deux régions servira à illustrer mon opinion.

1°) LA BRENNE :

L'un des apports des explorations récentes -voir page 296- concerne l'extrême irrégularité du plancher mésozoïque recouvert par le Paléogène. Des dénivellations de près de 80 mètres, sur une distance inférieure à 200 mètres, ont été relevées. Le phénomène, joint à la présence de "reliefs résiduels" crétacés ou jurassiques pointant au milieu des terrains paléogènes, a conduit L. RASPLUS à évoquer la fossilisation d'un relief karstique et à insister, sans nier l'intervention d'une cryptoaltération post-sédimentaire, sur l'importance des actions mécaniques et chimiques anté et synsédimentaires. Il a même été jusqu'à employer, suivant l'usage en vigueur chez les géographes, le terme de "cuesta" pour désigner la limite nord de la "cuvette" [1978, p. 131]. J'insisterai sur ce point, qui m'apparaît capital pour la compréhension de toute la morphogénèse éocène.

Une topographie d'une extrême planéité a été décrite comme caractéristique dans ce secteur des paysages "ilderdiens" ou lutétiens. L'apparition d'un relief de cuesta impliquant une nette incision du réseau hydrographique de façon à permettre l'exercice de l'érosion différentielle et la mise en valeur des contrastes lithologiques, le problème est de savoir si un tel événement a bien eu lieu avant le dépôt de la série de Brenne ; ce qui signifierait qu'un bouleversement total des données structurales et morphologiques du bassin de Paris méridional se serait alors produit.

J. GRAS, pourtant peu enclin à soutenir ce genre d'interprétation -il est inutile de rappeler les discussions serrées qu'il a entretenues avec d'autres chercheurs au sujet de la "cuesta" sancerroise [entre autres

1963, pp. 144-162]-, a admis la réalité d'un paléotalus armé par le Turonien [1963, pp. 354 et 355]. Il a illustré le cas avec une coupe -sa figure 95 a, reproduite sur la figure 63 B- qui montre la "cuesta fossile" à hauteur de Tournon-S^t-Martin, c'est-à-dire à l'extrémité occidentale de la Brenne. On y voit le Paléogène, encadré au Nord par la craie turonienne et au Sud par les calcaires du Jurassique supérieur, recouvrir des niveaux argilo-sableux cénomaniens, l'ensemble des couches secondaires possédant une structure monoclinale en pente vers le Nord - Nord-Ouest. Ce croquis me paraît exact ; J. GRAS a cependant apporté une petite touche personnelle en donnant au talus turonien une pente plus affirmée qu'au rebord jurassique de la gouttière, conformément à la morphologie classique des cuestas. Or, la carte du toit de la sédimentation éocène dressée à l'aide des sondages -carte hors texte n° 3 de L. RASPLUS- montre une réalité différente : le "talus" nord taillé dans le Turonien n'est pas plus abrupt que le rebord méridional ; c'est même l'inverse qui est le plus souvent vérifié. A partir de cette remarque et de quelques autres, je crois que l'on peut remettre très fortement en question l'hypothèse d'une "cuesta fossile".

Il convient d'abord de noter que J. GRAS et L. RASPLUS ne se sont pas intéressés aux mêmes formes (fig. 63 A).

- L. RASPLUS a désigné sous l'expression de "cuesta turono-sénonienne" un talus, bien réel, qui correspond à l'actuelle limite septentrionale de la cuvette de Brenne ; il s'agit d'une forme récente créée par les rivières principales, Creuse et Claise, à leur sortie de la dépression lorsqu'elles rentrent dans les niveaux crayeux. Il n'y a pas de véritable cuesta puisque les couches "dures" -Crétacé- et "tendres" -Paléogène- ne sont pas superposées mais juxtaposées. La dénivellation résulte d'un léger recul, sous l'effet de l'érosion, de la flexure nord de la présente dépression topographique de Brenne -tectonique finitertiaire, voir page 516-.

- J. GRAS a pris garde, quant à lui, de faire correspondre la paléoforme qu'il a étudiée avec le contact couches crétacées dures-couches crétacées tendres. Malheureusement, sauf au Nord de Tournon-S^t-Martin, où la limite coïncide en effet sur une courte distance avec le contact Turonien-Cénomaniens, on ne trouve nulle part ailleurs un talus exhumé ou fossilisé là où son croquis l'indique (fig. 63).

On connaît bien, aujourd'hui, les limites géologiques sous l'accumulation (fig. 63 A) : le rebord septentrional de la gouttière s'inscrit le plus souvent à l'intérieur du Turonien. Les différentes fosses recourent, du reste, les contacts lithologiques et il apparaît sans l'ombre du moindre doute qu'il n'y a aucun lien entre cuvette et nature du substratum. Les parties les plus profondes sont orientées de biais par rapport aux terrains tendres du Cénomaniens -fosse nord-occidentale- ou s'inscrivent dans les couches les plus résistantes à l'érosion mécanique, à savoir les calcaires du Jurassique supérieur -fosse principale ou fosse de Rosnay (fig. 63 A)-. Dans ces conditions, l'idée d'une paléotopographie différenciée mise en place par l'érosion est irrecevable ; la présence de jalons sédimentaires d'âge très différents -alluvions grossières à galets, très vraisemblablement cuisinières, à l'Ouest, argiles vertes micacées à pisolithes ferrugineux lutétiennes, à l'Est-achève de la rendre illogique.

A l'évidence, la structure est encore une fois le principal élément d'explication de la gouttière de Brenne, même si l'érosion est intervenue. Les sédiments paléogènes se sont accumulés, pour moi, dans un "synclitorium" comprenant plusieurs axes déprimés (fig. 63 A). En jouant, les axes synclinaux ont attiré les eaux continentales et il est tout à fait certain que la dissolution karstique est intervenue, remodelant le plancher des dépressions tectoniques, là où des couches carbonatées étaient présentes. Jointe à l'évolution post-sédimentaire, cette action est à l'origine des accidents de la topographie infrasédimentaire. Nous allons retrouver des phénomènes similaires en Rouergue. C'est, en définitive, le fonctionnement des accidents structuraux accentué par l'érosion karstique, et non pas une reprise d'érosion consécutive à l'incision du réseau hydrographique, qui a permis à la Brenne de "jouer le rôle d'un piège à sédiment du type barrière en creux" pour reprendre l'expression de L. RASPLUS [1978, p. 208].

2°) LE BAS ROUERQUE :

Dans sa thèse de 3^{ème} cycle [1983], B. MURATET a insisté sur l'existence de plusieurs formes d'érosion fossiles, faciles à repérer grâce à leur exhumation partielle sous l'effet de la vigoureuse incision du réseau hydrographique actuel. Ces paléoreliefs affectent des terrains secondaires calcaires. Moins connues et plus complexes que la "cuesta" de Brenne, elles méritent d'être rapidement décrites. J'irai des formes les plus modestes aux plus spectaculaires.

- Au Nord-Ouest du fossé d'Asprières (fig. 65), dans la région du Teil, B. MURATET a remarqué que les jalons sédimentaires tertiaire -des alluvions ludiennes- présentaient un "contact aberrant avec les terrains secondaires", les lambeaux ludiens étant "souvent dominés par des buttes de substrat jurassique, reliefs résiduels encore en partie ennoyés de la paléotopographie karstique paléogène" [p. 33].

- Une situation assez proche se rencontre au Sud-Ouest du bassin, au-dessus de Clauhnac (fig. 65). Dans ce secteur, le talus occidental du fossé a été dégagé de son revêtement tertiaire par la Diège. Long de 2 km et haut de 150 m, le paléoversant est affecté par de nombreuses irrégularités, allant des formes métriques -lapiés- jusqu'à des "paléovallées", dont la plus grande a une quarantaine de mètres de profondeur pour une largeur de 400 mètres et une longueur de 700.

- Au-delà de la limite méridionale du bassin d'Asprières, la cuvette de Villeneuve-d'Aveyron (on voit son extrémité nord sur la figure 65) s'allonge parallèlement à la faille de Villefranche, sur une

longueur de 5 km et une largeur maximum de 2. Avec une profondeur d'environ 60 mètres, elle a été taxée de "paléovallée" par B. MURATET [pp. 50 à 64]. Guidée par la tectonique, puisqu'une forte flexure affecte son rebord oriental en bordure du dôme de S^t-Igest (fig. 73 A), elle aurait été creusée à la suite d'un exhaussement de toute la zone située au Sud du bassin d'Asprières ; elle serait associée à l'apparition des nombreuses poches à phosphorite, autre conséquence du mouvement positif du sol.

- Dans le même ordre d'idée, mais encore plus spectaculaire par la taille et la complexité de la topographie créée, une véritable dépression périphérique serait apparue au Paléogène inférieur dans la région de Figeac. B. MURATET a très rapidement décrit un secteur situé en marge de son terrain [pp. 37 et 38], la coupe qu'il a dressée à la suite de ses observations, reproduite sur la figure 73 (croquis B), et le commentaire qui l'accompagne ne laissent aucun doute sur le détail de son interprétation. L'érosion provoquée par les cours d'eau aurait déblayé, juste avant le dépôt des sédiments tertiaires, une vaste dépression -100 km²- à l'intérieur des couches tendres du Lias et du Trias et ainsi mis en valeur une cuesta double de 150 m de commandement, armée au sommet par les calcaires jurassiques et en position intermédiaire par les calcaires compacts du Sinémurien.

B. MURATET a pu rassembler l'ensemble de ces accidents topographiques dans une même génération de formes, puisqu'elles sont toutes fossilisées par des matériaux identiques : argiles à gravier à la base, puis niveaux fluviatiles à minces croûtes carbonatées ou siliceuses, dont l'âge est compris entre le Bartonien supérieur et le Ludien -voir page 316 et suivantes-. La reprise d'érosion responsable se serait par conséquent produite au Bartonien et résulterait d'un épisode structural majeur, la "phase tectonique pyrénéenne au sens de H. STILLE" [p. 168].

Pour conclure cette brève présentation, il est nécessaire de préciser que B. MURATET n'a pas été le seul à admettre l'apparition, dans cette partie de l'Aquitaine, d'un relief éocène bien différencié. B. GEZE et A. CAVAILLE [1977] ont également évoqué l'existence d'une topographie karstique de grande ampleur dans les causses du Quercy. J. C. ASTRUC [1980 et notice de la carte géologique au 50.000^{ème} de Montcuq, p. 12] a adopté un point de vue encore plus radical : il a reconnu, dans la flexure bordière séparant les causses du Quercy des collines molassiques oligocènes, un talus d'érosion "échancré d'embalements" ! J. D. ARCHANJO a d'ailleurs accepté cette interprétation puisqu'il a, de son côté, qualifié de "paléorelief" le synclinal du Boulvè [1982, p. 13]. Pourtant aucune de ces suggestions ne me paraît pouvoir être retenue.

Je ferai d'abord observer que l'analyse géomorphologique ne peut pas se satisfaire de descriptions approximatives ou de reconstitutions erronées, ce qui est par exemple le cas de la coupe de la région de Figeac proposée par B. MURATET -voir ci-dessous- ; elle exige autant d'attention que l'analyse stratigraphique, ce qui n'est pas peu dire. L'interprétation morphologique, quant à elle, impose une démarche où les logiques interne -entre les faits observés- et externe -par rapport à d'autres données situées à des échelles différentes- du raisonnement doivent être à chaque proposition vérifiées. On comprendra aisément que des chercheurs préoccupés par d'autres difficultés oublient de soumettre leurs hypothèses à ce double contrôle ; aussi vais-je essayer de le faire à leur place.

A Villeneuve-d'Aveyron, B. MURATET décrit une forme dans laquelle il reconnaît une vallée, or celle-ci offre bien des caractères curieux : sa longueur très courte en regard de sa largeur, ses rebords très peu échancrés qui cadrent mal avec une profondeur malgré tout accusée, son isolement dans le contexte régional. Ce dernier point est, sans discussion, le plus troublant : il n'existe pas de relief semblable tout autour du bassin d'Asprières, les accidents topographiques beaucoup plus modestes de la région de Clauhnac ne pouvant pas être considérés comme tels. Dans le cadre de l'interprétation avancée par B. MURATET, on doit, d'autre part, s'étonner de ne pas voir l'esquisse d'un seul vallon sur le flanc occidental du bassin d'Asprières, formé par le grand escarpement de faille de Villefranche, en limite, d'après lui, d'un compartiment élevé.

Trois observations condamnent surtout sans appel l'attribution de la cuvette de Villeneuve à l'érosion fluviale.

- Sa direction est incompatible avec la présence, à cette époque, d'une zone topographique surélevée sur l'emplacement du dôme de S^t-Igest, situé le long du versant oriental de la "vallée". Il faudrait alors estimer que le principal axe de l'hydrographie se serait installé à la perpendiculaire de la pente dominante régionale !

- On ne s'expliquerait pas de quelle façon le seuil de terrain jurassique, qui sépare la "vallée" du fossé d'Asprières (fig. 65), s'est constitué.

- Enfin et surtout, si le versant oriental correspond bien à la violente flexure qui figure sur les coupes de B. MURATET (fig. 73 A) -ce dont, personnellement, je ne doute pas-, on voit mal comment elle pourrait ne pas avoir son équivalent, au moins partiel, sur le versant occidental. Il apparaît même tout à fait impossible d'envisager une autre hypothèse, à moins d'imaginer une évolution très complexe dans laquelle une surface d'érosion aurait nivelé le dôme de S^t-Igest antérieurement à l'installation de la vallée. De fait, il est vraisemblable que le dôme de S^t-Igest a amorcé sa surrection bien avant le Paléogène, d'où la très forte flexure du rebord est ; il est toutefois certain qu'il a rejoué au moment de l'apparition de la cuvette de Villeneuve, puisque c'est lui qui a fourni l'essentiel du matériel sédimentaire accumulé en son sein.

Je ne m'étendrai pas sur le cas de la "dépression périphérique" de Figeac. Il suffira au lecteur de comparer le croquis de B. MURATET (fig. 73 B) avec la coupe (fig. 73 C) que j'ai dressée du secteur -en utilisant

les cartes topographique, géologique et les renseignements qu'il a lui-même fournis- pour mesurer l'écart de nos deux positions.

Il va sans dire que la situation actuelle des sédiments paléogènes dans la région de Figeac ne peut s'expliquer autrement que par des rejeux tectoniques postérieurs à leur dépôt ; celui-ci s'est produit au "Bartonien" à la suite de déformations ayant affecté un aplanissement ancien qui nivelait le contact socle-sédimentaire (fig. 73 C).

Toutes les formes paléogènes d'importance de l'Aquitaine méridionale correspondent à des structures en creux -synclinal du Boulvé, synclinal de Villeneuve-. Le modelé de leur versant ou de leur plancher a, en revanche, bel et bien été façonné par l'érosion karstique. Celle-ci doit aux particularités de son action d'avoir pu travailler en profondeur, parfois en dehors du contrôle du niveau de base des rivières, qui n'ont jamais été encaissées dans le substratum. Les eaux continentales de cette époque se dirigeaient vers les dépressions tectoniques qu'elles ont comblées de sédiments presque au rythme de l'affaissement. L'analyse morphologique des rebords les plus importants montre une absence de paléovallées dignes de ce nom. Les accidents topographiques décrits au Teil et à Claunhac par B. MURATET sont pour moi de véritables dolines, voire des ouvalas -Claunhac-, apparus à la surface des Causses au Paléogène et fossilisés à la suite de la flexuration du secteur sur lequel ils se développaient. En dehors de ces formes de surface, il est indéniable que l'érosion karstique profonde a été, alors, très efficace, la présence des "gouffres à phosphorite" en témoigne. Deux conclusions doivent en être tirées : d'une part, les conditions bioclimatiques devaient permettre, de façon au moins saisonnière, une dissolution des carbonates -pluviosité et acidité par l'activité des plantes-, d'autre part, toute la région du Rouergue se trouvait sans doute légèrement soulevée -100-150 mètres ?- au-dessus du niveau de base général ; il est, en effet, indispensable qu'une circulation de la nappe phréatique ait pu se faire pour assurer le développement des cavités souterraines.

* * *

CONCLUSIONS DU CHAPITRE 3

* * *

Au "Paléogène inférieur", l'évolution géomorphologique du Massif Central n'a connu aucune rupture fondamentale par rapport à ce qu'elle avait été au Crétacé. Sur la base des formations sédimentaires dont les volumes peuvent être recensés à la périphérie ou à l'intérieur du Massif, l'ampleur des regradations, comparée à leur durée d'exercice, indique plutôt un ralentissement du rythme de l'érosion. Il a existé, en fait, deux épisodes bien distincts dans la première moitié du Paléogène : **le Paléocène a connu une diminution très sensible de la morphogenèse, tandis qu'une accélération progressive s'est produite à l'Eocène, avec une crise brutale et assez générale au "Bartonien"**.

Parce que les altérites "bartoniennes" ont pour la plupart été piégées dans des fossés en voie de formation, souvent à peu de distance de leur lieu d'origine, on doit se demander si leur conservation n'a pas été facilitée par le phénomène, et si, par conséquent, l'absence d'une tectonique en creux lors des épisodes antérieurs n'expliquerait pas, à elle seule, les différences constatées, une forte quantité de sédiments des premiers épisodes ayant été entraînée jusqu'au niveau de base général. La présence vraisemblable de produits grossiers remaniés de l'épisode "ilerdien" dans les dépôts "bartoniens" renforce l'hypothèse, tout en montrant ses limites, puisque des apports frais sont aussi présents dans les terrains de l'Eocène supérieur. L'estimation exacte de la matière prélevée au socle est rendue incertaine ; l'ordre de grandeur auquel l'analyse de la situation conduit, demeure à mon sens valable.

Au total, "l'érosion moyenne" -c'est-à-dire la tranche de terrain enlevée, après rectification des cubages comptabilisés par le taux de foisonnement et répartition égale sur tout l'espace que l'on peut considérer avoir été concerné peu ou prou par les regradations, environ 80 000 km²- semble avoir été comprise entre une vingtaine et une trentaine de mètres. Mais il faut aussitôt préciser que la répartition des altérites démontre, avec encore plus de netteté qu'au Crétacé, de très notables disparités régionales : **l'Ouest du Massif Central a été beaucoup plus fortement érodé que l'Est. Cette dernière constatation, à elle seule, suffit à prouver le rôle essentiel des mouvements du sol dans l'origine des reprises d'érosion. Les données déjà précises fournies par la palynologie confirment, du reste, l'absence de variations significatives du contexte bioclimatique vers plus d'humidité ou de sécheresse. Les changements dans l'hydrographie -apparition ou disparition de lacs, avec endoréisme partiel ou total- et dans le bilan de l'eau au niveau du sol -augmentation ou diminution des plantes hygrophiles et xéromorphes- semblent d'abord avoir été des conséquences des modifications apportées à la topographie, sous le double effet de la tectonique et de l'érosion.**

L'importance des dénivellations et la valeur des pentes sont toujours demeurées très basses, même si des variations du simple au double, précisément en raison de la faiblesse d'ensemble, se sont produites. Les conditions bioclimatiques, qui sont restées favorables à une érosion active, permettent d'envisager une rapide usure des volumes soulevés par la tectonique. Les rapports entre rythme du soulèvement qui commande l'érosion linéaire et rythme de l'usure, c'est-à-dire de l'érosion aréolaire, n'ont à mon sens jamais permis un encaissement du réseau hydrographique. Les "paléoformes" qui ont souvent été décrites sous les remblaiements et dans lesquelles de nombreux auteurs ont reconnu l'oeuvre de l'incision des rivières, sont, pour moi, des formes tectoniques plus ou moins fortement remodelées par l'érosion.

Alors que l'ampleur limitée des déformations au Paléocène avait permis le développement de sols assez évolués sur le socle -comme le montre bien la nature kaolinique des premiers sédiments éocènes inférieurs-, la tendance s'est renversée à l'Eocène avec une domination dans le temps des périodes de morphogenèse active. Ceci explique **une diminution d'ensemble du degré d'altération des matériaux entraînés hors du Massif Central.** L'arrivée de matériel de plus en plus frais se trouve, à mon sens, avec les effets des modifications de la topographie sur le drainage, à l'origine des changements connus par la sédimentation, comme l'apparition des minéraux magnésiens dans les dépôts paléogènes à partir de l'Eocène moyen. Il ne s'agirait donc pas de la conséquence directe et exclusive d'un changement climatique suivant l'interprétation admise aujourd'hui [N. TRAUTH, 1974, p. 181].

Malgré les déformations locales, **les grandes lignes de la Primärrumpf alpine n'ont pas été détruites par les accidents tectoniques nés du déplacement des plaques.** Une observation importante mérite d'être faite à ce propos. On attribue, en général, les mouvements du sol du Paléogène inférieur aux tensions pyrénéennes et les structures apparues à ce moment-là dans le Sud-Est sont des preuves indiscutables de leur puissance ; pourtant **la répartition spatiale des reliefs, l'importance des regradations connues par exemple par le Limousin dès l'Eocène inférieur, imposent l'idée qu'une**

partie au moins des déformations a été engendrée par des mouvements propres à la plaque ouest-européenne. Comme au Crétacé, la cinématique créée par l'ouverture de l'océan Atlantique a joué un rôle important dans l'organisation de contraintes qui sont loin de s'être résumées à celles provoquées par la convergence péninsule-Ibérique - Afrique - Europe. L'analyse des événements du Paléogène supérieur va d'ailleurs confirmer cette hypothèse.

*** * ***

- CHAPITRE 4 -

LE MASSIF CENTRAL A L'"OLIGOCENE"

Il existe toujours, dans la rédaction d'un travail portant sur une question complexe, des moments où l'auteur hésite sur le choix du plan à suivre. A n'en pas douter, la coupure qui vient d'être opérée m'a posé un problème. L'originalité de la période oligocène est indiscutable du point de vue paléogéographique ; elle est aussi bien marquée dans la structure, avec l'apparition de forces distensives, que dans l'évolution climatique, avec la première modification sensible connue par le couvert végétal. Il pourrait donc paraître légitime d'opérer une distinction entre Paléogène inférieur et supérieur. Une difficulté surgit, toutefois, si l'on se place sur le plan de la sédimentologie et de la géomorphologie, car les variations signalées ne semblent pas avoir entraîné de bouleversements fondamentaux dans ces domaines. L'évolution "oligocène" s'est inscrite du point de vue des formations corrélatives ou de la topographie dans la droite ligne des événements "éocènes". Au contraire de ce qui s'était passé à la fin du Crétacé, où les changements de contraintes dans le bâti avaient provoqué le retrait des mers loin du Massif Central, transformant à la fois l'organisation du relief et les méthodes permettant d'envisager sa reconstitution -recours à l'étude de formations corrélatives continentales et non plus marines-, les conséquences des nouvelles contraintes se sont limitées à une accélération du jeu des structures mises en place au Bartonien. Le chercheur n'est donc pas placé face à une situation directement comparable à celle du Crétacé supérieur. Parce que ma conception de la morphogenèse, à l'échelle des temps géologiques et pour la période allant du Lias au milieu du Miocène, est aujourd'hui tout entière basée sur l'enchaînement des équilibres -voir pages 466 et 467 ainsi que les conclusions générales- et s'oppose, sur ce point, à la culture géomorphologique française, fondée sur les notions de discontinuité ou de rupture -"polycyclisme", "polygénisme"-, on comprendra facilement une attitude hésitante face à l'introduction d'une coupure que beaucoup de lecteurs pourraient mal interpréter. Si je me suis finalement décidé à diviser en deux chapitres l'étude du Paléogène, c'est avant tout pour des raisons d'équilibre de texte, et parce que la présentation des événements oligocènes nécessitait l'adoption d'un plan différent. Au Paléogène supérieur, l'attention accordée aux grands bassins périphériques ne présente pas le même intérêt : l'enquête stratigraphique va être simplifiée en raison de la sédimentation de la plus grande partie des produits de l'érosion au coeur du Massif . Par ailleurs le rythme assez régulier des déformations, réparties le long d' un canevas tectonique complexe, a introduit plus de variétés dans l'espace que dans le temps, si bien que le plan chronologique qui nous avait guidé jusque-là, et qui continuera à le faire plus tard, doit s'effacer temporairement au profit d'une série de monographies locales. Après avoir évoqué le contexte tectonique général et justifié les limites chronologiques précises de la période examinée, j'analyserai le contenu des fossés paléogènes, avant d'en venir aux renseignements géomorphologiques fournis par l'étude des sédiments.

* * *

LA PHASE DE DISTENSION "OLIGOCENE"

* * *

A partir du Ludien moyen, la compression nord-sud généralisée, qui avait accompagné les mouvements de convergence des plaques ibérique et africaine d'une part, eurasiatique d'autre part, a cessé brutalement dans la partie occidentale de l'Europe où elle a été remplacée par une distension orientée Ouest-Est. Le phénomène ressort avec netteté des travaux sur les micro ou macrostructures de ce domaine. F. BERGERAT a consacré récemment de nombreuses publications sur ce sujet [entre autres 1977, 1981, 1982, 1983 et 1985] ; je les utiliserai largement pour présenter les principales conséquences de la phase de distension, puis pour évoquer ses causes.

1 - LES STRUCTURES DISTENSIVES DE L'EUROPE DE L'OUEST :

Le jeu de failles décrochantes et/ou normales situées à peu de distance en avant du futur emplacement de la chaîne alpine a provoqué l'apparition, à la charnière Eocène-Oligocène, d'un ensemble complexe de fossés organisés, d'une part, autour du "Triangle germano-tchèque" [F. BERGERAT et J. GEYSSANT, 1980], d'autre part, d'une vaste déchirure, le "Rift ouest-européen", prolongeant la limite nord-ouest du "Triangle" et allongée depuis le Vogelsberg jusqu'à la Méditerranée (fig. 74 A).

Malgré le titre donné au paragraphe, il ne saurait être question de décrire ici l'ensemble de ces structures ; seul le "Rift ouest-européen" sera plus ou moins rapidement évoqué.

Il est constitué, au Nord, par un premier segment qui correspond à un des côtés du "Triangle germano-tchèque" ; c'est du reste la structure distensive majeure de celui-ci. L'effondrement qui a débuté, au Sud, dès le Latdorfien, avant de se généraliser et d'atteindre son rythme d'affaissement maximum à l'Oligocène inférieur et moyen -Rupélien-, s'est réalisé le long de deux grandes failles parallèles, les failles "vosgienne" et "schwartzwaldienne". L'impression de simplicité du système ne doit pas cependant faire illusion : tout un réseau de failles secondaires synthétiques et antithétiques, accidentant le fond du bassin entre les accidents majeurs de bordure, est venu compliquer le dispositif [F. BERGERAT, 1985, pp. 124 et 125]. Il est à noter qu'un mouvement de bascule vers le Nord est apparu très tôt, après le dépôt dans le Sud des premiers sédiments. Il explique la poursuite de la subsidence au début du Miocène dans la partie septentrionale du fossé.

Une zone transformante d'une grande importance, orientée ENE-WSW, sépare le fossé rhénan de ses homologues méridionaux. Son originalité tient à ce qu'elle ne "s'est pas traduite par une faille unique mais plutôt par un couloir de cisaillement" limité, au Nord, par l'accident Mulhouse-Montbard et, au Sud, par un accident plus complexe haut Doubs-la Serre [F. BERGERAT et J. CHOROWICZ, 1981, pp. 364-365].

La distension a été accompagnée, au Sud de la zone transformante Rhin-Saône, par des changements notables dans la géométrie des effondrements (fig. 73 A).

- D'une part, les secteurs affaiblis se sont multipliés dans l'espace puisque plusieurs fossés se relayent d'Est en Ouest -fossé séquano-rhodanien, limagnes de la Loire, limagnes de l'Allier-.

- D'autre part, les principales structures effondrées ne possèdent plus d'unité : elles se présentent "comme l'accolement de plusieurs bassins séparés par des séries d'axes orientés ENE-WSW à NE-SW" entre de grands accidents limitrophes méridiens [F. BERGERAT, 1985, p. 229].

Le couloir séquano-rhodanien est la pièce maîtresse de ce dispositif. Il débute, au Nord, par le fossé de la Saône qui est composé lui-même de cinq sous-parties ; du Nord au Sud, la Bresse chalonnaise -orientée N 40 E-, l'axe Sennecey-la Serre -N 20 E-, la Bresse louhannaise -N 20 E-, le seuil discontinu Limonest-Cormoz -N 15 E à N 50 E-, et la Bresse méridionale ou Bresse burgienne -N 5 E-. Malgré la profondeur de plus en plus accusée des fossés en allant vers le Sud, un môle de résistance à l'affaissement s'est manifesté au niveau de la "plate-forme lyonnaise" ; il a isolé de la Bresse l'élément du couloir le plus important par ses dimensions et l'épaisseur des sédiments accumulés : le Bas-Dauphiné. Délimité au Nord et au Sud par de grands linéaments varisques, les failles méridionales du seuil Vienne-Crémieu et l'accident iséro-cévenol, ce bassin a joué de façon assez simple : sa partie la plus profonde, ou fosse de Valence, dessine un mince et long triangle à l'Ouest, en bordure du Massif Central.

A l'intérieur du socle, les forces de distension se sont aussi exercées, mais suivant des modalités particulières. On reconnaît, par exemple, dans les limagnes plusieurs caractères qui n'apparaissent pas ou mal dans l'axe séquano-rhodanien.

- Un très net basculement s'est produit dans tout le système au fur et à mesure du temps ; l'effondrement s'est arrêté plus vite au Sud et à l'Ouest.

- Sur ce trait, est venu se greffer un autre phénomène : plus les bassins se sont effondrés à l'Oligocène, moins les influences hercyniennes de direction varisque ou armoricaine, qui font toujours le détail de la tectonique, apparaissent. Peu visibles au Nord des limagnes, où elles s'effacent devant les grands accidents méridiens, les orientations NE-SW et NW-SE s'imposent dans le Sud du Massif Central, du Rouergue au Velay en passant par la Margeride, c'est-à-dire partout où les épaisseurs de sédiments ont été moindres.

- L'ensemble des travaux de microtectonique réalisés à ce jour sur les limagnes indiquent une direction d'ouverture des fossés différente du Nord au Sud du système [F. BERGERAT, 1985, pp. 168-169]. Celle-ci orientée ENE-WSW à son extrémité septentrionale, EW dans les bassins centraux, devient NW-SE dans les bassins méridionaux (fig. 74 B).

L'observation des sédiments paléogènes du Massif Central conduit à reconnaître, à côté des fossés alignés le long de l'Allier et de la Loire, un troisième et dernier secteur qui a évolué en marge de la grande phase de distension cassante. Allongé le long du "Sillon Houiller", il s'élargit considérablement dans le Sud, sous le Cantal. L'épaisseur des dépôts y dépasse rarement quelques dizaines de mètres et l'essentiel du matériel sédimentaire en aurait été dégagé par l'érosion récente si, d'une part, quelques structures plus effondrées, qui démontrent bien la complexité de détail du jeu des forces distensives, n'avaient pas permis la conservation de quelques séries plus épaisses et si, d'autre part, les épanchements volcaniques néogènes n'avaient pas mis sous scellés des placages parfois très minces .

Il est remarquable de constater que, dans le Massif Central, la distension s'est cantonnée au Centre-Est. La chose n'est pas surprenante pour le Sud, dont la forme de triangle pointé vers l'Est, avec son côté sud-oriental établi le long d'un grand accident transformant -voir ci-dessous-, était naturellement peu favorable à la pénétration des contraintes- ; elle l'est plus pour le Limousin. Ici, l'éloignement par rapport à l'axe du "Rift ouest-européen" n'est pas un véritable argument, surtout si l'on considère les dimensions des fossés de l'Allier. Il est nécessaire d'insister sur le rôle du "Sillon Houiller" qui paraît avoir limité le champ de la distension cassante, donc l'aire d'existence des véritables fossés d'effondrement.

Entre les failles sénestres des Cévennes et de Nîmes, une zone transformante, large d'une cinquantaine de kilomètres, a fonctionné "en extension" au Paléogène supérieur. L'affaissement des bassins du Bas-Languedoc d'Alès à Narbonne, d'Est en Ouest, et de Montoulieu à Sommières, du Nord au Sud, en a été la conséquence.

Le segment le plus méridional du "Rift ouest-européen" s'est ouvert au Sud de la faille de Nîmes et à l'Ouest de celle de la Durance. son élément majeur a été le bassin du Bas-Rhône qui se prolonge largement sous la Méditerranée actuelle. Cette structure s'est accompagnée à son extrémité nord-orientale du jeu très complexe de nombreux fossés plus modestes, ceux de Carpentras-Mormoiron, d'Aix et de Manosque.

Comparant les différents segments du "Rift ouest-européen", F. BERGERAT a insisté sur un certain nombre de points [1985, p. 231].

- Des décrochements préexistants ont eu une influence décisive dans la structuration du rift. Toute une population de failles décrochantes sénestres a précédé la distension. Les unes, orientées N 45 à 60 E, ont ensuite servi de zones transformantes entre les portions du rift -accidents Rhin-Saône, failles des Cévennes ou de Nîmes-, tandis que la plupart des autres, de direction N 0 à 30 E, ont évolué en faille d'effondrement. Dans ce cas, l'ouverture des fossés, correspondant à la contrainte minimale $-\sigma_3-$, s'est réalisée d'Est en Ouest. La différence entre la période de régime décrochant et celle de régime distensif s'est bornée à une permutation entre les contraintes principale $-\sigma_1-$ et moyenne $-\sigma_2-$. De façon identique lorsque les failles de bordure des fossés -Alès, Bas-Rhône- ou de portion de fossé -Bresse, Limagne- étaient de direction varisque, les contraintes se sont réorganisées perpendiculairement à l'orientation des accidents majeurs.

- Le système distensif montre une évolution dans l'espace : il s'élargit et se complique plus ou moins du Nord au Sud. Très simple et étroit au niveau du fossé rhénan, il s'est considérablement compliqué à partir de la latitude du Massif Central. La zone soumise aux déformations, large de 40 kilomètres en Alsace, s'étend sur 160 kilomètres entre le "Sillon Houiller" et le Jura et sur une largeur à peine plus faible entre les Cévennes et la Durance.

- Enfin, des variations dans les modalités de la distension se sont produites à la fois dans le temps et dans l'espace. A ce sujet, F. BERGERAT a écrit : "bien que l'on puisse attribuer au fonctionnement du Rift ouest-européen un âge oligocène, l'initialisation ne s'est cependant pas produite dans tous les fossés à la même époque. De même la période d'effondrement n'a pas été la même partout". Son opinion s'est appuyée sur l'âge latdorfen du début de l'extension du fossé rhénan, avec un paroxysme à l'Oligocène inférieur, sur un âge oligocène inférieur du début de l'affaissement en Bresse, avec une accélération au Chattien, sur un fonctionnement du Stampien à l'Oligocène supérieur pour les fossés d'Alès et du Bas-Rhône, une sédimentation dès la fin de l'Eocène et une activité durant tout l'Oligocène pour le bassin de Forcalquier [p. 231]. A partir de ces estimations, F. BERGERAT s'est crue

autorisée à conclure qu'"aucune logique d'ensemble" n'avait réglé des variations qui auraient eu le caractère de "pulsations locales dans une période de distension générale allant de la fin de l'Eocène à la fin de l'Oligocène".

Toutes ces remarques me paraissent judicieuses, à l'exception cependant de la dernière. Sur un point où le paléogéographe peut émettre un avis, il m'est indispensable de dire que je ne partage pas son opinion. Bien que la distension oligocène ait eu des conséquences locales très variées, avec des affaissements plus ou moins importants, une logique d'ensemble assez nette se dégage, me semble-t-il, de l'analyse stratigraphique des fossés situés dans ou à la périphérie du Massif Central. La distribution des contraintes ne s'est pas faite au hasard, comme le montre l'existence de changements progressifs ou brutaux sur d'assez vastes espaces. Il ne me paraît pas utopique de croire que les spécialistes de géophysique pourront bientôt comprendre la logique de l'intervention des forces tectoniques à moyenne échelle, comme ils sont en train d'y parvenir à petite échelle.

2 - LES CAUSES DE LA DISTENSION OLIGOCENE A L'ECHELLE DES PLAQUES :

Dans le chapitre qu'elle a consacré à un essai de reconstitution de l'évolution géodynamique de la plate-forme européenne [1985, pp. 263 à 274], F. BERGERAT a rappelé les plus récentes explications du phénomène distensif avancées par les spécialistes de la tectonique globale. Je les envisagerai à mon tour, en essayant de distinguer les données acquises et les hypothèses. On peut considérer, en effet, qu'un certain nombre de points portant sur le déplacement des plaques lithosphériques et quelques-unes de leurs conséquences structurales sont désormais démontrées.

Au cours du Paléogène supérieur, les mouvements relatifs des plaques eurasiatique et africaine se sont poursuivis, la convergence des deux ensembles étant toujours marquée par une vitesse plus élevée à l'Est qu'à l'Ouest. Le rapprochement du promontoire arabe en direction de l'Europe de l'Est s'est réalisé trois fois plus rapidement que celui des côtes de l'Afrique du Nord vers l'Europe occidentale. Le poinçonnement de l'Europe par l'Asie Mineure, mais aussi par la sous-plaque "Italo-Dalmate", s'en est trouvé accéléré. Le régime de puissante compression, déjà présent à l'Eocène, s'est étendu à toute l'Europe moyenne et orientale, avec pour résultat l'apparition de phénomènes de charriage dans l'avant-pays alpin et la mise en place d'écaillés chevauchantes qui ont été reconnues dans l'actuel domaine interne des Alpes françaises, à l'Est du méridien de Gap [J. L. PAIRIS, 1984, pp. 455-456]. Au-delà de la zone de compression alpine, aussi bien à l'Ouest qu'au Nord des structures tangentielles, un régime de distension l'a emporté à partir du Ludien moyen, créant une grande "lézarde" du Nord au Sud de la plaque européenne. Les raisons de la distension sont à l'heure actuelle encore discutées ; trois solutions différentes ont été récemment avancées.

P. TAPPONNIER [1977, p. 452] a proposé de situer le moteur de la distension dans le mouvement de la plaque africaine. "La considérable pression exercée par l'Afrique" aurait "non seulement causé la séparation entre l'Amérique du Nord et l'Eurasie -ouverture de l'Atlantique Nord- mais encore détaché partiellement l'Europe orientale et centrale, entraînée vers l'Est, de l'Europe occidentale".

Une explication très différente vient d'être suggérée par L. FLEITOUT [1984]. Depuis un certain temps déjà des géophysiciens avaient émis l'hypothèse d'une apparition des grands fossés par interaction entre le "manteau" et la "croûte" terrestre [voir entre autres J. H. ILLIES, 1970], L. FLEITOUT a repris cette idée et l'a appliquée au cas du "Rift ouest-européen" au Paléogène. Pour lui, des forces considérables pourraient être induites par les variations de densités résultant des changements de température dans la croûte terrestre. La compression dans les régions alpines proviendrait d'un refroidissement des racines lithosphériques à la suite de leur épaissement. Les anomalies de masse ainsi créées auraient influé non seulement sur la localisation des contraintes mais encore sur l'orientation de leur axe ; de cette façon une racine lithosphérique froide, responsable de la compression des régions situées au-dessus d'elle, aurait également produit une distension à sa périphérie, d'où l'ouverture des fossés paléogènes.

F. BERGERAT est l'auteur de la plus récente des hypothèses. Constatant, d'une part, que "le processus de poinçonnement-écrasement tel qu'il a été décrit par P. TAPPONNIER n'était sans doute pas pendant cette période suffisamment important ou suffisamment localisé pour déranger les lignes de glissement dans la plate-forme européenne" et que "les forces de volume" reconnues par L. FLEITOUT "pouvaient expliquer des phénomènes de distension à proximité des Alpes mais pas un rift rectiligne long de 1 000 kilomètres" [1985, p. 272], elle a proposé une troisième explication, dont le moteur est à nouveau le déplacement des plaques, mais qui concerne cette fois la dynamique de l'Eurasie et non plus celle de l'Afrique. P. TAPPONNIER pensait que l'ouverture progressive de l'Atlantique septentrional, à la fin du Crétacé supérieur et surtout à l'Eocène, avait été une conséquence de la collision Afrique-Eurasie ; F. BERGERAT a adopté un point de vue tout autre (fig. 74 C). S'appuyant sur les données récentes qui montrent un brusque déplacement vers l'Atlantique Sud du pôle de rotation Afrique-Asie, entre la fin de l'Eocène et l'Oligocène supérieur [L. A. SAVOSTIN *et alii*, 1985], elle a placé l'élément actif de la cinématique du Paléogène supérieur dans l'ouverture accélérée de l'Atlantique Nord : le taux d'expansion entre Afrique et Amérique du Nord aurait, en effet, diminué de 40 %, pendant que l'accrétion entre Amérique et Eurasie se maintenait. "Le déplacement de l'Eurasie vers l'Est plus rapide que celui de l'Afrique alors que ces plaques étaient déjà bien "saturées", aurait provoqué dans un premier temps (fin de l'Eocène) des

déchirures crustales le long des lignes de faiblesse préexistantes. Le mouvement se poursuivant, une de ces déchirures, le "Rift ouest-européen", serait devenue prépondérante, ce qui aurait permis à l'Eurasie de se détacher partiellement, au cours de l'Oligocène, d'une Europe de l'Ouest restée plus ou moins solidaire de l'Afrique. La forme en ciseau du rift ainsi que son extension maximum au Sud et décroissant progressivement vers le Nord (fossé Rhénan) corroboreraient cette explication" [1985, p. 267].

L'explication avancée par F. BERGERAT est indiscutablement plus satisfaisante que celle de P. TAPPONNIER, mes compétences limitées en matière de géophysique ne me permettant pas d'exprimer un avis sur l'hypothèse de L. FLEITOUT. Si les suggestions de P. TAPPONNIER paraissent logiques, elles présentent en effet certains défauts ; le plus important tient à l'absence de faits susceptibles de rendre compte de la brutale apparition de la distension à l'Eocène ou de son arrêt à l'Oligocène supérieur. Le mouvement de convergence de l'Afrique et de l'Eurasie ayant précédé la distension et s'étant poursuivi après elle, il est difficile de lier les deux événements par des relations de cause à effet. Il paraît plus justifié, en fonction de la nature et de la durée limitée du phénomène, qui n'est pas allé jusqu'à la rupture de la plaque, d'y reconnaître le résultat d'une faiblesse temporaire introduite par la propre cinématique de l'Europe (fig. 74 C). L'impulsion donnée par l'ouverture de l'Atlantique Nord à la partie septentrionale de l'Europe, tandis que sa partie occidentale se trouvait freinée par la péninsule Ibérique, elle-même bloquée contre l'Afrique du Nord-Ouest, pourrait expliquer la distension. Il y aurait ainsi eu coexistence, dans le temps et l'espace, de deux phénomènes différents mais non indépendants, puisque le maintien d'une compression méridienne se trouve peut-être à l'origine du basculement vers le Nord des planchers de certaines portions du rift -voir ci-dessus et la description de chacun des fossés-. L'interprétation de F. BERGERAT s'impose surtout si l'on considère la coïncidence très satisfaisante dans le temps entre les périodes où les variations des taux d'expansion océanique se sont produites et celles où la distension a débuté et cessé. La principale conclusion à retenir de ces remarques est que l'ouverture des fonds océaniques est restée au cours du Paléogène supérieur, comme elle l'avait été depuis le début du Secondaire, l'élément moteur unique du déplacement des plaques, les phénomènes de collision entre plaques et sous-plaques n'ayant pas encore eu d'effets évidents sur leurs mouvements d'ensemble.

3 - LA PLACE DE LA DISTENSION DANS LA STRATIGRAPHIE :

Les considérations précédentes se situaient, et pour cause, à l'échelle continentale ; il importe maintenant de revenir au Massif Central et à ses régions limitrophes afin d'analyser de quelle façon le phénomène de distension s'est traduit dans les faits structuraux. Avant la description de chaque fossé, une rapide réflexion sur les moyens dont dispose le chercheur pour placer ses observations dans le temps est nécessaire ; elle donnera l'occasion d'aborder la délicate question de la coupure Eocène-Oligocène.

a - LES DIFFICULTES DE LA MISE EN EVIDENCE DU DEBUT DE LA DISTENSION :

A l'échelle de l'ensemble du Massif Central, il paraît aisé de proposer une date précise à la période étudiée : elle correspond au moment exact où la distension s'est imposée par rapport à la compression dans les lignes directrices du contexte structural. Malheureusement les difficultés sont nombreuses lorsqu'il faut identifier cet événement sur le terrain, car il n'y a pas eu apparition brutale de l'une au moment de la disparition de l'autre mais relais progressif de la seconde par la première. Un exemple concret permettra d'illustrer ces concepts.

Les fossés du Languedoc montrent à leur base, sous les calcaires lutétiens, une mince série rubéfiée dont l'âge possible est compris entre le Crétacé supérieur et le Lutétien, l'âge vraisemblable étant éocène inférieur. Il est intéressant de constater que, localement, il existe un écart net entre les structures jalonnées par ces matériaux et celles des fossés oligocènes. Les cuvettes synclinales des Plans et d'Euzet, orientées N 120 à 125 E en limite sud-est du bassin d'Alès, sont presque perpendiculaires à la bordure du fossé oligocène dirigée N 35 E ; elles ne s'alignent pas non plus avec le segment de S^t-Chaptes N 150 E. On peut donc parfois distinguer sans difficulté des épisodes différents ; le plus souvent pourtant ces distinctions sont impossibles. Dans la région de S^t-Mamert, très proche des secteurs qui viennent d'être cités, les niveaux éocènes appartiennent à des structures qui ont joué de manière continue au Paléogène, avec seulement des nuances dans l'espace concerné par les mouvements ou dans l'ampleur de la subsidence. La situation observée en Languedoc, se retrouve un peu partout sur le socle et ses marges ; les déformations se sont faites tout au long de l'Eocène à des rythmes différents, mais le plus souvent dans des sens voisins. Le soulèvement "bartonien" du Limousin a succédé au soulèvement "ilerdien", la sédimentation de Brenne s'est réalisée dans un domaine resté en position basse au cours de l'Eocène, puisque des alluvions "ilerdiennes" et des paléosols lutétiens y ont été conservés. La plupart des fossés ont fonctionné pendant une bonne partie du Paléogène. Ceux qui sont apparus au Ludien moyen, avec l'affirmation des forces distensives, constituent une exception rarissime ; il est même impossible d'en citer un seul d'une certaine importance dans le cadre du Massif Central, chaque grande structure ayant conservé à sa base des sédiments ou des paléosols d'âge antéludien. Le paléogéographe se trouve donc face à un redoutable problème : placer une limite à l'intérieur d'une accumulation sédimentaire particulièrement complexe.

Dans la mesure où les séries analysées dans le chapitre précédent possèdent un rythme très marqué, avec des alternances de phases détritiques grossières et de phases détritiques fines ou précipitées, le chercheur semblerait disposer d'un guide solide pour établir une coupure significative. J'ai été ainsi conduit à la situer entre les couches sablo-graveleuses du "Bartonien" et les niveaux argilo-carbonatés du Ludien moyen. Cette façon de faire m'est apparue "la moins mauvaise", il serait faux de dire qu'elle s'impose de manière évidente. Elle se heurte, en effet, à deux obstacles majeurs : les changements introduits par la notion d'échelle et les particularités propres aux séries positives.

- Il est souvent impossible de vérifier une observation à une échelle différente de celle à laquelle elle a été réalisée. Ceci explique que, si, à l'échelle du Massif Central ou des grands bassins périphériques, le "Bartonien" -au sens le plus large puisque le Ludien inférieur des stratigraphes doit lui être ajouté- est une période de détritisme accusé, il n'en va pas toujours de même au niveau local. Les calcaires de St-Ouen, les calcaires d'Anjou, ceux repérés par sondage profond sous la Grande Limagne en témoignent. Les dépôts "bartoniens" ont pu évoluer différemment dans l'espace et/ou dans le temps, en fonction de l'évolution structurale de la région concernée.

- Comme dans toutes les séries positives, la transition entre matériel grossier et matériel fin s'est faite latéralement et/ou verticalement de façon insensible. Il est par conséquent très délicat, voire impossible parfois, de faire la distinction entre "Bartonien" et Ludien moyen ou terminal. De ce point de vue, il me faut répéter que la plupart des estimations faites dans la partie précédente pour le "Bartonien", donc celles qui seraient proposées pour l'Eocène terminal, sont sujettes à révision ; c'était le sens donné, dans les cas les plus incertains, à l'introduction de fourchettes entre lesquelles les volumes devaient être situés. Les progrès de la stratigraphie montreront peut-être l'âge ludien inférieur d'une partie des niveaux fins ; j'aurai tendance à le croire pour les accumulations des grands fossés de la Loire et de l'Allier. L'inverse n'est bien sûr pas à exclure, l'âge ludien moyen à supérieur de niveaux grossiers venant d'être démontré en Rouergue -voir page 316 et suivantes-.

Ces remarques indiquent l'ampleur des problèmes posés par chaque fossé. Quitte à choisir une coupure, il est patent que celle-ci aurait été plus simple à établir à l'occasion de repères très nets : soit à la base de la série bartono-ludienne, au toit des calcaires ou des paléosols lutétiens, soit au sommet des calcaires du Ludien supérieur. C'est le choix opéré avec logique par les stratigraphes -voir ci-dessous-, il ne saurait être malgré tout question de s'y arrêter pour le paléogéographe, la morphogenèse accompagnant de très près les grands événements structuraux. Face aux difficultés de sa tâche, le chercheur bénéficie cependant d'une aide précieuse : le rythme de la sédimentation a été profondément modifié par l'exercice de la distension. L'effondrement des planchers a permis aux fossés de devenir de véritables niveaux de base régionaux, gênant ou interdisant la marche des produits de l'érosion vers les mers périphériques. L'épaisseur des matériaux accumulés, ainsi que leur nature, se sont très sensiblement modifiées à partir du Ludien moyen, et, si l'état actuel de la stratigraphie interdit encore d'être certain de la position précise du début du phénomène dans la colonne sédimentaire, la marge d'incertitude pour la détermination des volumes de formations corrélatives accumulées, base de la présente enquête, reste en définitive limitée. Elle ne dépasse pas, à mon avis, celle qui est inhérente aux modifications intervenues dans les étendues concernées par la sédimentation, en conséquence du double effet de la tectonique post-oligocène et de l'érosion. Elle s'intègre donc dans l'imprécision inévitable pour toute tentative de ce genre.

L'écart entre le cadre fixé pour les grandes étapes de la morphogenèse et celui de la stratigraphie officielle pourrait au total apparaître plus gênant à certains lecteurs, pour des raisons de principe, que les difficultés qui viennent d'être signalées. Parce que cet autre aspect de la question est d'un intérêt tout particulier et que de notables ambiguïtés sont nées à mon avis dans un passé récent de la position sur la coupure Eocène-Oligocène adoptée par plusieurs chercheurs, je lui consacrerai un paragraphe spécial.

b - STRATIGRAPHIE ET EVOLUTION PALEO GEOGEOGRAPHIQUE DU MASSIF CENTRAL :

Les rapports entre géomorphologie et stratigraphie sont simples : la stratigraphie, située "en amont" des préoccupations du géomorphologue, ne constitue pour lui qu'un moyen ; son importance est cependant primordiale, parce qu'elle permet d'inscrire observations et raisonnements dans le temps, ce qui apporte une dimension sans laquelle toutes ces considérations n'auraient guère d'intérêt. Une telle situation impose au géomorphologue de tenir le plus grand compte des résultats obtenus par le stratigraphe, voire d'être capable de les apprécier. Il paraîtra sans doute curieux à certains qu'un chercheur appelé à utiliser les acquis d'une autre discipline se permette à l'occasion d'en critiquer les résultats, non pas que l'on ne voit pas la nécessité de le faire, toute erreur en amont se répercutant à l'aval, mais parce qu'on aurait tendance à penser la chose impossible en raison du degré actuel de spécialisation des sciences. Or cette opinion est à la fois exacte et... fausse !

- Elle est exacte, dans la mesure où la stratigraphie s'appuie elle-même sur des domaines pointus -paléontologie et micropaléontologie- dont beaucoup de détails échappent effectivement aux géomorphologues.

- Elle est fausse, car la stratigraphie est, d'une part, une "discipline-carrefour" qui n'appartient en propre à aucun des nombreux spécialistes qui y interviennent ; elle est, d'autre part, une science pour le moins particulière, puisque son objet est d'élaborer un cadre dont on sait par avance qu'il est une expression imparfaite de la réalité et qu'il est appelé à être sans cesse rectifié.

Sans s'attarder longuement sur des faits bien connus, on peut malgré tout rappeler que le "temps" reconstitué par la stratigraphie est une image partielle du temps véritable. Cette image est doublement limitée.

- Elle l'est d'une façon absolue : l'absence de formation de roche au cours de certaines périodes interdit de prendre connaissance de portions entières du passé.
- Elle l'est d'une façon relative : de multiples témoignages restent à déchiffrer avant d'espérer parvenir à une vision, sinon totale, du moins plus complète.

Les progrès réalisés en matière de stratigraphie précisent, donc modifient de manière constante, la connaissance des temps géologiques. Aucune donnée en stratigraphie, en dehors des principes d'antériorité ou de postériorité des niveaux, une fois leur démonstration réalisée, n'est à considérer comme un fait établi, puisque les limites retenues n'ont pas d'autre réalité que leur utilité de repère chronologique. Appelées à être reconsidérées en fonction de découvertes nouvelles, les limites relèvent uniquement d'une convention entre les chercheurs et ne possèdent pas de "légitimité" propre ; elles en ont d'autant moins qu'elles s'appuient toujours, par nécessité, sur une combinaison de circonstances locales -stratotype- dont la présence ailleurs, dans un contexte semblable, est hautement improbable. L'originalité du travail du stratigraphe est de trouver la moins mauvaise façon d'harmoniser des données diverses et multiples afin de les hiérarchiser dans le temps. Pour parvenir à ses fins, il a recours en bonne logique à une nomenclature -la liste des termes de l'échelle stratigraphique- qui n'a pas d'autre intérêt que sa commodité, elle-même consacrée par l'usage. La stratigraphie est ainsi l'un des rares domaines des sciences de la Terre, ou plutôt le seul, où le chercheur ait à reconnaître la primauté de l'usage et doive s'imposer, même lorsqu'il se démarque de l'avis commun pour des raisons précises, de faire référence aux normes en vigueur, sous peine précisément de ne pas pouvoir se situer et de ne pas exprimer l'originalité de son propre point de vue.

Ces quelques réflexions paraîtront banales aux spécialistes ; elle le seraient en effet, si quelques-uns d'entre eux ne les oubliaient pas parfois, pour le "malheur" des utilisateurs "en second", géologues ou géographes. L'histoire de la stratigraphie dans le Massif Central illustre parfaitement ce dernier cas.

La limite stratigraphique Eocène-Oligocène a, comme beaucoup d'autres, été l'objet de nombreuses et âpres controverses. La plupart des "maîtres" intéressés par le Paléogène ont exprimé un avis sur la question et, avant l'intervention des congrès internationaux, ont "suggéré" à leurs élèves, avec plus ou moins de vigueur, une solution. Pour s'en tenir à l'exemple de la France, il faut rappeler que A. DE LAPPARENT et E. MUNIER-CHALMAS plaçaient le début de l'Oligocène après la "Haute masse du gypse", à la base des Marnes bleues d'Argenteuil -base du Ludien supérieur- tandis que G. VASSEUR et C. DEPERET le situaient plus tard, après les Marnes supragypseuses et sous l'Argile verte de Romainville. Dans la première moitié du 20^{ème} siècle, une tendance en faveur d'un Oligocène "long" se dessina ; G. DOLLFUSS, après de nombreuses hésitations, et G. DENIZOT adoptèrent pour limite le sommet de la "Basse masse du gypse et le mur des Marnes à Lucines" -Ludien moyen inférieur-. En choisissant cette interprétation, les géologues français se rapprochaient de la définition originelle proposée vers le milieu du 19^{ème} siècle par le créateur du terme, le géologue allemand H. BEYERICH. Dans l'esprit de ce dernier, l'Oligocène constituait l'époque stratigraphique type du Tertiaire. Au contraire des autres sous-systèmes, simples "zones paléontologiques" aux limites plus ou moins bien affirmées, l'Oligocène présentait, pour lui, l'avantage considérable de correspondre à des événements paléogéographiques d'une exceptionnelle netteté : une formidable transgression marine accompagnée d'un profond renouvellement des faunes et des sédiments. La réticence des géologues français du 19^{ème} siècle à suivre H. BEYERICH s'explique par de multiples causes parmi lesquelles on doit citer les particularités de l'évolution structurale du Bassin Parisien -en marge de la distension maximale- par rapport à celle de l'Europe moyenne, et l'organisation de la recherche avec, suivant les circonstances habituelles, la domination de quelques esprits imposant leurs vues -voir à ce sujet le rôle joué par E. HEBERT-. L'Oligocène s'est, cependant, imposé en France aussi et le moindre des paradoxes n'est pas qu'il ait commencé à le faire au moment où des découvertes nouvelles remettaient en question les caractères qui auraient dû lui assurer une adoption rapide. C. CAVELIER a parfaitement montré, dans la synthèse fondamentale qu'il a consacrée à ce sujet, toute l'ambiguïté stratigraphique qui règne désormais sur la position réelle de la base de l'Oligocène en Allemagne même [1979, pp. 241 à 243] ; il est par conséquent inutile d'y revenir. Je remarquerai, toutefois, qu'un des aspects majeurs du phénomène que H. BEYERICH entendait cerner en proposant l'usage du terme Oligocène, s'affirme de plus en plus, au fur et à mesure des progrès de la recherche, à savoir le moteur structural. Parce qu'une brutale accélération de la distension est apparue du Nord au Sud de la plaque européenne au Ludien moyen, on pourrait croire logique de fixer à son exercice le début de l'Oligocène. En fait, valable dans la zone du "Rift ouest-européen" le repère l'est beaucoup moins, parfois pas du tout, dans le reste de l'Europe. Ce moment très important -capital même dans l'évolution du relief du Massif Central- ne possède pas les qualités indispensables pour une limite stratigraphique, notamment la possibilité d'être reconnu à l'échelle du Globe, le côté spectaculaire d'un évènement intervenu à l'échelle d'une plaque ne pouvant suffire, malgré son intérêt local.

Certains spécialistes ne semblent pas avoir tenu un raisonnement identique au mien ; leurs positions ont eu suffisamment de répercussions dans les recherches récentes réalisées sur le Massif Central pour qu'il soit indispensable de les évoquer. Je développerai, à titre d'exemple, les problèmes créés par les conceptions stratigraphiques de R. REY.

Paléontologue, R. REY a acquis avant son décès, en 1978, une solide réputation nationale et internationale dans l'étude des Gastéropodes continentaux. Malgré son intérêt, toute cette partie de son oeuvre,

la plus importante, ne sera pas évoquée ici. Elle dépasse largement le cadre de mes compétences, ce qui ne m'empêchera pas de préciser que ses conclusions, appuyées sur une connaissance évidente du sujet traité, forcent l'admiration du profane. Il en va différemment des développements stratigraphiques qu'il a tenus dans de nombreux articles consacrés à la paléogéographie du Massif Central. Malgré la richesse des observations et la logique de nombreuses réflexions, ces publications représentent à mon sens un véritable piège pour le chercheur "d'aval", en raison du sens très personnel donné à plusieurs termes stratigraphiques d'usage courant.

Fervent partisan des idées défendues au milieu du 19^{ème} siècle par H. BEYERICH, R. REY est toujours resté fidèle à un Oligocène "long", englobant la presque totalité du Ludien actuel. Rapportée aux terrains du bassin de Paris, sa coupure Eocène-Oligocène se place entre la Basse masse du gypse et les Marnes blanches de Pantin. Il s'est, de cette manière, très sensiblement démarqué des choix opérés par la majorité des autres paléontologues. Bien que ce point de vue facilite plutôt les recherches dans le Massif Central, en permettant de faire coïncider stratigraphie et évolution structurale ou morphologique -il amènerait entre autres à supprimer les guillemets employés avec Oligocène en titre de ce chapitre-, il a abouti à provoquer une grande confusion dans les esprits.

L'ambiguïté est née dans ses publications de ce qu'il n'a jamais pris le soin de préciser l'écart existant entre sa propre terminologie et la terminologie officielle, surtout après que les stratigraphes européens aient décidé, en 1968, de recommander de placer la limite supérieure de l'Eocène au sommet du Priabonien de la Mésogée, c'est-à-dire au mur de l'Argile verte du bassin de Paris. Le tableau de "corrélations générales entre bassins oligocènes" lors du symposium J. JUNG [1971, pp. 314-315] montre un Paléogène supérieur divisé en trois -les Oligocènes "inférieur", "moyen" et "supérieur"- dont le premier membre est considéré, par les conventions internationales, comme Eocène supérieur !

On doit bien me comprendre sur ce point : j'admets parfaitement l'indépendance d'esprit de R. REY, l'écart existant entre son opinion et celles d'autres chercheurs ne me gêne en aucune façon, en revanche le fait qu'il n'ait pas pris le soin de se situer très clairement par rapport aux autres, me semble, en l'espèce, très ennuyeux.

R. REY a eu une forte influence, par suite de sa qualité de paléontologue, sur le cadre dans lequel d'autres auteurs ont été amenés à organiser leurs propres observations. Je citerai, à titre d'exemple des conséquences fâcheuses du "quiproquo" ainsi apparu, les conclusions chronologiques de la thèse de 3^{ème} cycle de P. TAPSOBA [1967, pp. 38-39]. Celui-ci a été conduit à reconsidérer l'âge des "Terres rouges" du Lembron ; ayant admis la terminologie employée par R. REY, il a cru pouvoir en déduire, à tort selon moi -voir page 321-, un âge "stampien inférieur" pour les paléoaltérations. Un "glissement" vers l'Oligocène franc de l'ensemble des accumulations présentes dans les fossés du Massif Central s'est ainsi produit. Il ne faut pas s'en étonner, dans la mesure où le phénomène avait été largement préparé par les auteurs "classiques". M. BOULE, en particulier, avait proposé dès la fin du 19^{ème} siècle, malgré la présence de fossiles éocènes supérieurs dans les gypses du Puy, de "considérer les gypses et les argiles bigarrées comme représentant la partie tout à fait inférieure de l'Oligocène" [1892, p. 64]. J. GIRAUD, dans les Limagnes de l'Allier [1902], puis J. JUNG, pour toute l'Auvergne [1946], ont suivi cet avis et institué une sorte de tradition. Ce qui pouvait paraître logique dans l'état des connaissances de la première moitié du siècle ne l'est plus aujourd'hui ; les grands sondages profonds ont bien montré l'ampleur des sédiments anté-oligocènes, en dépit de leur modestie à l'affleurement. On doit affirmer, maintenant, que les fossés du Massif Central se sont bel et bien esquissés à l'Eocène supérieur.

Après réflexion, le décalage qui apparaît ainsi entre évolution structurale et stratigraphie est facile à expliquer : les limites stratigraphiques s'organisent autour des changements de faunes, or la faune de l'Europe de l'Ouest a mis un certain temps à s'adapter aux transformations du milieu naturel, créées par les bouleversements structuraux, topographiques et climatiques -voir page 414 et suivantes-. Un événement assez brutal, qui a retenti immédiatement sur les sédiments et leur faciès, s'est produit dans le contexte tectonique européen ; il n'a pas cependant coïncidé avec la transition Eocène-Oligocène, qui s'est placée plus tard comme l'a montré C. CAVELIER [1979]. La distension ouest-européenne, en dépit de son caractère spectaculaire, n'a pas engendré, à elle seule, d'effets suffisants pour aboutir à la "Grande Coupure" de H. G. STEHLIN. Celle-ci a nécessité une importante série de transformations à travers l'ensemble du Globe, les mouvements du sol connus par notre pays ne représentant qu'un épisode local d'une série de déformations dont les plus importantes ont sans doute tenu aux changements dans la géographie des océans -voir les conclusions générales, page 583-.

En définitive, le décalage dans le temps entre le début des phénomènes morphostructuraux décrits ici et les principales délimitations de l'échelle stratigraphique actuelle ne constitue en aucune façon un obstacle, à condition de lever toute ambiguïté sur le sens précis donné aux termes employés. L'expression "Oligocène", utilisée en titre du présent chapitre, recouvre une période allant du Ludien moyen à l'Aquitainien, j'y ai eu recours tout simplement par commodité parce qu'elle permet au lecteur de placer rapidement, dans le cours du Tertiaire, l'essentiel de la durée concernée par les événements dont il va être question.

* * *

- B -

ETUDE DES GRANDS FOSSES "OLIGOCENES" :

* * *

Ils seront étudiés d'Est en Ouest, c'est-à-dire presque par ordre d'importance, en allant des plus profonds ou des plus vastes vers les plus modestes, puisque seul l'effondrement très prononcé des limagnes de l'Allier fait exception.

1 - LES FOSSES DE LA SAONE ET DU RHONE :

Leur analyse pose un problème particulier : les séries paléogènes supérieures, qui composent la majeure partie de l'accumulation, ne sont visibles en surface que sur des espaces très limités, essentiellement sur les bordures. Dans l'axe des fossés, les terrains "oligocènes" ont disparu sous d'épaisses couches de matériaux plus récents. L'analyse des séries impose l'utilisation de sondages profonds. La recherche appliquée ayant conduit à en réaliser un nombre assez élevé, les auteurs qui les ont utilisés, de A. LEFAVRAIS-RAYMOND à P. MANDIER, ont apporté beaucoup en matière de connaissance des structures ou dans le domaine de la stratigraphie. La toute récente Synthèse géologique du Sud-Est en propose une vision parfaitement cohérente ; je reprendrai ici ses principales conclusions ; à l'occasion je donnerai mon propre sentiment sur certains détails, en utilisant l'expérience acquise dans les fossés du Massif Central.

Nous avons vu que l'on doit distinguer, de part et d'autre du seuil Vienne-Chamagnieu, le fossé bressan du bassin du Bas-Dauphiné. Ces deux structures seront tour à tour présentées.

a - LA BRESSE :

Elle réunit, du Nord au Sud, trois sous-unités orientées de biais par rapport au cadre d'ensemble du bassin -voir page 357 et fig. 75 A-.

La Bresse chalonnaise est la plus septentrionale d'entre elles. Orientée N 40 E, elle s'allonge sur plus de 80 km, alors que sa largeur en dépasse rarement une trentaine. On doit en effet laisser de côté toute l'avancée en demi-cercle du secteur dijonnais, car elle ne s'intègre pas à la structure principale, le socle remontant de façon notable dans le prolongement de la faille de Beaune -"seuil" de Barges (fig. 75)-. La profondeur maximale atteinte par le fossé se place dans la région d'Argilly ; les sondages y ont recoupé 750 mètres de dépôts post-crétacés. Les plus fortes épaisseurs de terrains paléogènes ne se trouvent pas là, cependant : il existe, à Argilly, une puissante accumulation -près de 300 mètres- de sédiments néogènes par-dessus l'"Oligocène" -450 mètres-. C'est un peu plus au Sud, à l'Est de Chalon -500 mètres de dépôts paléogènes- que la subsidence maximale s'est alors produite (fig. 75 B). Pour la Bresse chalonnaise, on peut estimer l'épaisseur de l'"Oligocène" à environ 200 mètres et le volume total des matériaux à 500 km³.

L'axe Sennecey-la Serre ferme la Bresse chalonnaise au Sud-Est. Orienté N 20 E, il assure la transition avec les directions de plus en plus subméridiennes rencontrées au Sud. La Bresse louhannaise est ainsi allongée NNE-SSW. Sa longueur -140 km- est plus importante que celle de la Bresse chalonnaise, mais sa largeur moyenne est légèrement plus faible : elle ne dépasse pas 25 km ; au total sa superficie est très comparable, environ 2 000 km². Sa profondeur est en revanche supérieure -fig. 75- et sa structure nettement dissymétrique. Les plus grandes accumulations de Paléogène ont été recoupées par les sondages implantés au Sud et à l'Est de Louhans avec plus de 800 à 900 mètres de Tertiaire inférieur. On peut situer l'épaisseur moyenne de la série vers 400 mètres ; les volumes présents avoisinent donc 800 km³.

Un dernier seuil accidenté le plancher de la Bresse et sépare la fosse de Louhans de celle de Bourg. A la différence de l'axe Sennecey-la Serre, qui est rectiligne et correspond à ses deux extrémités à des accidents de terrain "étranglant" les plaines de la Saône, cette séparation est beaucoup moins affirmée. Elle est d'ailleurs composée de deux tronçons indépendants, ayant leur direction propre. Le seuil de Limonest au Sud,

orienté N 15 E, sépare la terminaison méridionale de la Bresse louhannaise de la Dombes, tandis que le seuil de Cormoz, orienté N 60 E, constitue seulement un haut-fond entre les fosses de Louhans et de Bourg.

La Bresse burgienne correspond sur le plan structural à l'intégralité de la zone située au Nord du seuil Vienne-Chamagnieu ; elle rassemble la Bresse au sens géographique, la Dombes, mais aussi, au Sud du Rhône, la terminaison septentrionale du Bas-Dauphiné. Ainsi délimitée, elle possède une forme triangulaire allongée sur un peu plus de 105 km pour une hauteur maximale de 30 km. Sa superficie est d'à peu près 1 700 km². C'est la plus profonde des unités : les sondages réalisés autour de Bourg ont traversé jusqu'à 1 500 mètres de sédiments paléogènes. Le plancher du bassin plonge, à partir de la région lyonnaise, vers le Nord-Est et l'Est, où l'on rencontre les cotes les plus basses depuis le seuil de Cormoz, au Nord, jusqu'au Sud de la confluence Ain-Rhône. Il est assez difficile de donner une valeur moyenne à l'accumulation en l'absence d'une image exacte du plancher au Nord de Lyon et de l'extension précise du Paléogène sous une série néogène épaisse, quant à elle, de presque 300 mètres. Une profondeur moyenne pour le Tertiaire de 600 mètres paraît plausible : sur les 1 100 km³ de matériaux, seule la moitié serait à attribuer à la période de distension oligocène qui aurait donc vu se déposer dans tout le fossé de la Saône 1 800 km³ de sédiments -500 km³ + 800 km³ + 500 km³.

Etablie par l'intermédiaire des sondages, la stratigraphie du Paléogène est aujourd'hui connue dans ses grandes lignes grâce, d'une part, aux études palynologiques et sédimentologiques entreprises par C. SITTLER [1965], d'autre part, à des recherches micropaléontologiques plus récentes.

A la fin de l'Eocène, la généralisation de l'affaissement peut être facilement démontrée par l'apparition, du Nord au Sud du fossé de la Saône, de faciès semblables -argiles feuilletées carbonatées et calcaires argileux- qui remplacent les sédiments bartono-ludiens plus grossiers. Leur âge a pu être déterminé, en plusieurs endroits, par la malacofaune continentale -Belleneuve-, par des Micromammifères -sondage de Vincelles-, par des Charophytes -Belleneuve-, ou la palynologie -sondage d'Argilly-. Toutes ces données conduisent aux mêmes conclusions : les couches en question ont un âge ludien moyen élevé à supérieur.

L'analyse des minéraux argileux de ces niveaux a montré à C. SITTLER la prépondérance des "illites ouvertes" dans le cortège ; les autres minéraux sont variables d'un secteur à l'autre : les interstratifiés illite-smectite ou la kaolinite représentent des quantités parfois notables.

Au droit des principaux secteurs effondrés, les couches carbonatées à illite ont été remplacées par des séries évaporitiques -halite et anhydrite- extrêmement monotones, dont l'épaisseur dépasse 600 mètres en Bresse du Sud. La nature des argiles associées à de tels dépôts est particulière. Pour C. SITTLER, les phyllites héritées de l'altération continentale ont cédé la place, dans les milieux lacustres de chimisme particulier, à des minéraux néoformés : des smectites et de la sépiolite. Présentes aussi dans des niveaux dolomitiques, les unes et les autres seraient le résultat du confinement du milieu.

Alors qu'à l'Eocène terminal la distension avait surtout affecté des accidents à direction varisque, l'Oligocène a apporté plusieurs modifications sensibles à la paléogéographie. Les vieilles structures hercyniennes varisques, qui ont continué de jouer au niveau du plancher de la Bresse, ont été peu à peu remplacées, dans la délimitation des aires de sédimentation, par des cassures méridiennes. Ainsi est apparue l'unité du fossé séquanien avec l'orientation que nous lui connaissons aujourd'hui. Le fonctionnement des grandes failles bordières N-S a eu des implications sur la répartition des faciès sédimentaires. Les dépôts conglomératiques liés au jeu des accidents et déposés à leur proximité sont uniquement connus par sondages pour la période éocène -par exemple Montcoy sur le flanc nord du seuil Sennecey-la Serre, S^t-Bonnet dans la même situation par rapport au seuil Vienne-Chamagnieu-. Ce type de matériel ne s'est généralisé sur les limites du fossé actuel que plus tard. Les conglomérats du Lyonnais et du Mâconnais -brèches ou poudingues à éléments siliceux ou calcaires et à ciment carbonaté ou ferrugineux dits "conglomérats de Buxy"-, le "complexe saumon" du Dijonnais, les conglomérats et marnes saumon de la bordure du Jura, qui affleurent tous sur la périphérie du couloir de la Saône, ont été datés par leur malacofaune continentale ou les Charophytes, soit du Stampien supérieur, soit de l'Oligocène supérieur. Le fait traduit bien l'expansion du fossé bressan pendant la deuxième moitié du Paléogène. Celle-ci ne s'est pas accompagnée cependant d'un agrandissement de la surface de sédimentation des évaporites, qui ont continué à occuper le cœur du bassin, c'est-à-dire les zones soumises à la plus forte subsidence.

Les sondages révèlent la présence superposée de plusieurs corps salifères. Les géologues en ont distingué trois en raison de la présence, en position intermédiaire, de couches argilo-calcaires et dolomito-anhydritiques intercalées entre les faciès halitiques (fig. 75). L'âge de ces accumulations reste imprécis ; on peut cependant les situer de façon approximative grâce aux rares découvertes paléontologiques qui y ont été faites, la palynologie étant jusqu'à aujourd'hui la source essentielle de renseignements. Les découvertes de microflores du Stampien inférieur, dans la série salifère médiane, et du Stampien terminal ou de l'Oligocène supérieur, au toit de la plus haute série -sondage de Foissat, C. SITTLER, 1965-, permettent de croire à une sédimentation des évaporites tout au long de l'Oligocène. Il convient de noter, pour clore l'analyse de ce phénomène, son importance remarquable : avec un volume de près de 900 km³, les sels forment la moitié de l'accumulation paléogène supérieure de la Bresse.

A la fin de l'Oligocène, le centre de la Bresse a connu une profonde modification des conditions de dépôt, avec la disparition des faciès salifères. Une forte diminution du rythme de la subsidence pourrait l'expliquer. Une centaine de mètres de calcaires argileux à gypse et des sables à Miliolidés, qui indiquent l'existence d'un milieu lacustre saumâtre de moyenne énergie, ont succédé aux évaporites. Les fossiles -Gastéropodes, Foraminifères- qui y ont été retrouvés confirment un âge oligocène supérieur plutôt élevé. Sur le plan sédimentologique, l'étude des minéraux lourds contenus par les passées sableuses a révélé à S. DUPLAIX [S. DUPLAIX *et alii*, 1965] des changements dans la distribution des bassins-versants. Elle a identifié des arrivées de matériaux d'origine alpine grâce à une brutale augmentation des minéraux du métamorphisme -grenat, épidote-. Alors que les apports avaient été plus courts tout au long de l'Oligocène, avec des venues majoritaires à partir du Jura, un allongement des longueurs de transport se serait donc produit à la fin de la période, annonçant l'évolution miocène.

b - LE BAS-DAUPHINE :

Il s'agit d'une unité structurale nettement plus simple que la Bresse à laquelle elle succède au Sud du seuil de Vienne (fig. 76). Son aire est parfaitement définie entre la bordure orientale du Massif Central, les Préalpes et le plateau de l'île Crémieu au Nord. C'est un triangle isocèle de 75 km de côté, 120 km de base, dont la superficie dépasse de peu les 3 000 km².

Le plancher du Bas-Dauphiné est, comme celui de la Bresse, affecté par des discontinuités ; elles sont pourtant moins nombreuses. Un unique seuil, orienté N-S, l'interrompt : le "môle Montmirail-Bizonnes" ; il n'a pas été recouvert par les terrains paléogènes, sauf au Sud, à l'Oligocène supérieur. Il sépare la partie orientale du bassin, modérément effondré sous la vallée de l'Isère actuelle, avec des épaisseurs de sédiments "oligocènes" variant de moins de 100 mètres au Nord à plus de 400 mètres au Sud, de la très importante fosse de Valence. Cette dernière constitue l'élément essentiel ; elle s'ouvre à l'Ouest, contre la bordure orientale du Massif Central (fig. 76 A). La dissymétrie du Bas-Dauphiné est par conséquent en partie inverse de celle de la Bresse : les profondeurs maximales s'y rencontrent à nouveau au Sud, mais elles se placent au Sud-Ouest et non au Sud-Est.

Les sondages mécaniques et sismiques permettent de reconstituer, pour la fosse de Valence, l'image d'un mince appendice qui atteint ses plus fortes épaisseurs de matériaux "oligocènes" le long d'une ligne Beaupaire-Valence, avec des valeurs qui atteignent plus de 2 000 mètres (fig. 76 B).

Les incertitudes qui demeurent sur l'étendue exacte des panneaux de substratum anté-oligocène situés à différentes profondeurs rendent, malgré le grand nombre de sondages, assez difficile la détermination d'une épaisseur moyenne. J'avancerai avec prudence le chiffre de 400 mètres pour l'ensemble des couches de l'Eocène terminal à l'Aquitainien. Il tente de prendre en compte de fortes différences : plus de 1 000 mètres en moyenne dans la fosse de Valence, une absence totale de sédiments sur le môle Montmirail-Bizonnes et de médiocres épaisseurs inférieures à 200 mètres dans une grande partie du Nord-Est du Bas-Dauphiné (fig. 76 A). Le bilan volumétrique de l'"Oligocène" s'établirait ainsi à 1 200 km³.

Pendant un certain temps les attributions stratigraphiques du matériel tiré des sondages sont restées imprécises ; l'absence d'une étude du type de celle réalisée par C. SITTLER en Bresse en a été la raison. Les recherches paléontologiques menées par les spécialistes du B.R.G.M. sur plusieurs des grands sondages de la fosse de Valence ont modifié très récemment cette situation [B. ALABOUVETTE *et alii*, 1984 b]. Les principaux repères ont été rencontrés dans les sondages de Tersanne 1 et 2 (fig. 76 B).

Ces deux sondages possèdent une série salifère puissante de 600 mètres dans la moitié inférieure des couches paléogènes. En utilisant de minces niveaux marneux intercalés dans les évaporites, les géologues ont divisé la couche de sel en trois sous-parties, baptisées de haut en bas : A, B et C. C'est entre les corps A et B que J. J. CHATEAUNEUF a pu découvrir une microflore caractérisée par la prédominance des Pinacées et la présence de *Boehlensipollis hohli* marqueur du Stampien. Pour être précis, ce niveau devrait être placé dans le Stampien inférieur. Ainsi, et par comparaison avec la Bresse, on aurait à la base un premier corps salifère -C- d'âge éocène terminal séparé par des passées plus détritiques -B- d'un second ensemble évaporitique -A-, stampien inférieur.

La série salifère est surmontée par 400 mètres de marnes à passées microgréseuses ou à intercalations de calcaires dolomitiques. Elles ont été attribuées au Stampien par J. J. CHATEAUNEUF qui y a retrouvé en quantité très variable des pollens marqueurs de cette période : *B. hohli* et *Slowakipollis hippophaeoides*. Parce que ces marnes possèdent une malacofaune associant cyrènes, hydrobies, mélanies, potamides et rares *Helix*, on est tenté de les rapprocher des calcaires à Foraminifères et à Mollusques du Royans, auxquels ces associations confèrent un cachet stampien supérieur.

Le Paléogène se termine dans les sondages de Tersanne par des marnes à évaporites -300 mètres- recouvertes par des formations sableuses beaucoup plus grossières -100 mètres-. Les seuls indices paléontologiques rencontrés ont été découverts au sein de la formation salifère et consistent en graines de Charophytes appartenant pour G. GRAMBAST soit au Stampien terminal, soit au "Chattien" [J. M. TRIAT et G. TRUC, 1974, p. 256]. Les auteurs de la "Synthèse géologique du Sud-Est" ont adopté la seconde solution

[B. ALABOUVETTE *et alii*, 1984 b, fig. 8-21 et p. 421]. Elle n'est pourtant pas, à mon avis, entièrement satisfaisante. Outre la présence de *B. hohli* dans un équivalent de la série salifère supérieure qui plaide plutôt en faveur d'un âge stampien, l'exemple des autres bassins du Sud-Est -Massif Central compris-, dans lesquels les séries purement évaporitiques ne dépassent pas le Stampien, conduit à placer l'arrêt de la distension localisée propice à leur dépôt à la base de l'Oligocène supérieur.

Deux problèmes de stratigraphie restent donc encore à résoudre à propos des sédiments paléogènes de la fosse de Valence.

- Où doit-on situer exactement la limite Eocène-Oligocène ?
- Où s'arrête le Stampien et où commence l'Oligocène supérieur ?

J'ai placé sur la coupe de la figure 76 B, reproduite à partir de la "Synthèse géologique du Sud-Est", mon opinion sur la façon de résoudre ces deux problèmes. Il s'agit de simples propositions. La plus certaine semble être la coïncidence entre la coupure Eocène-Oligocène et la base de la série évaporitique à intercalation de marnes -B- ; je suis pourtant très attaché à la solution suggérée pour une limite du Stampien au-dessus des derniers corps salifères. Bien qu'elle n'ait pas été retenue par les géologues du B.R.G.M., elle me semble plus satisfaisante pour des raisons de logique structurale. Presque partout, le style tectonique a changé entre le Stampien et l'Oligocène supérieur : le rythme de la subsidence a diminué mais l'aire affectée a augmenté, la granulométrie des matériaux devenant plus grossière. J'aurai tendance à croire la chose aussi vraisemblable dans le Bas-Dauphiné. En l'absence de preuves paléontologiques décisives démontrant une solution inverse, j'admettrais que l'essentiel du matériel sédimentaire de la fosse de Valence est stampien, l'Oligocène supérieur avec ses dépôts argilo-sableux représentant malgré son épaisseur réduite -100 à 200 mètres- de très gros volumes, du fait de sa large extension. Sur les 1 200 km³ de sédiments paléogènes, l'Oligocène supérieur compose près du tiers du total, tandis que les évaporites forment presque un autre tiers de l'accumulation -environ 350 km³- à elles seules !

La sédimentologie des terrains "oligocènes" du Bas-Dauphiné est très mal connue : C. SITTLER n'a pas étudié dans sa thèse cette partie du "Rift ouest-européen" et les uniques recherches dont ils ont fait l'objet, à ma connaissance, correspondent à quelques analyses effectuées par G. LATREILLE [1969, pp. 42-43] sur les niveaux sableux. Les cortèges de minéraux lourds lui sont apparus dominés par les espèces résistantes -zircon, tourmaline et oxydes de titane- qui regroupent toujours beaucoup plus de 50 % des individus. Parmi les minéraux du métamorphisme, G. LATREILLE a noté la staurotite, avec parfois plus de 20 %, et le grenat qui peut atteindre jusqu'à 15 %. Elle a déduit de l'abondance de ces deux dernières espèces que le Massif Central avait "en partie au moins" alimenté directement le détritisme du Bas-Dauphiné. Cette conclusion paraît logique, on doit pourtant la considérer avec prudence. Si le très faible nombre d'échantillons étudiés -une dizaine- rend fragiles toutes les spéculations que l'on peut faire sur eux, puisqu'on ne dispose même pas de l'assurance qu'ils appartiennent à une même génération, il apparaît cependant un phénomène curieux : les quantités de grenat augmentent plutôt en allant vers l'Est -Beaurepaire 1,5 % - la Tour du Pin 20 %- . Il ne m'étonnerait pas que l'essentiel des sables de l'"Oligocène" soit venu des Alpes et résulte d'un remaniement de matériaux crétacés ou éocènes. L'importance des marnes et des argiles, la faible représentation des sables, y compris à proximité du socle, plaident du reste en faveur d'une érosion assez limitée dans les roches plutoniques, celles-ci ayant libéré très peu de matériel grossier. Il nous faudra revenir plus longuement, dans la partie consacrée à la morphogenèse oligocène, sur la très importante question de l'origine des sédiments accumulés -voir chapitre 5 D, page 408-.

2 - LES FOSSES DU SUD-EST :

Nous avons vu que la faille transformante de S^t-Remèze avait coïncidé, tout au long du Paléogène supérieur, avec une totale redistribution des contraintes : la zone affectée par la distension en bordure du Massif Central s'est élargie au fur et à mesure du retrait du socle vers le Sud-Ouest. Libérées à l'Ouest, les forces distensives ont eu également tendance à élargir leur terrain d'action au Sud-Est, à l'endroit où les tensions dans le substratum liées au poinçonnement de la sous-plaque Lombardo-dalmatienne se faisaient moins puissantes. Le grand accident de la Durance a servi de limite aux effondrements majeurs, mais pas à l'exercice de la distension qui s'est manifestée par des phénomènes annexes -petits fossés varois-. Je proposerai une rapide description des bassins les plus orientaux avant de m'attarder sur le cas des fossés placés à l'Ouest du Rhône.

a - LES BASSINS PROVENÇAUX :

Bien qu'ils aient été hachés par la tectonique néogène et qu'ils soient en partie aujourd'hui recouverts par des dépôts postérieurs, les différents secteurs qui ont recueilli, à l'Est du Rhône, la sédimentation "oligocène" paraissent avoir appartenu à un seul complexe : malgré l'extrême complication des structures et des rythmes d'évolution très variables, le domaine de sédimentation s'est étendu à certaines époques, au Stampien supérieur en particulier, à un vaste domaine de forme triangulaire appuyé, à l'Est, sur la faille de la Durance et, au Nord, sur la faille Ventoux-Lure.

La pièce la plus importante de ce dispositif a sans aucun doute été le bassin Apt-Forcalquier-Manosque qui correspond d'ailleurs à la zone d'effondrement maximale.

Bien circonscrit au Nord-Ouest par les monts de Vaucluse et au Sud par le Lubéron, le bassin actuel possède, avec 750 km², une taille vraisemblablement voisine de celle qui a dû être la sienne au Paléogène, même s'il s'ouvrait à cette époque largement vers le Nord-Ouest. Son principal accident limitrophe était, à l'Est, l'accident durancien, c'est à sa proximité que l'on rencontre la zone d'effondrement maximale.

Grâce aux sondages, on connaît à peu près l'organisation du fossé "oligocène". Profond déjà de 700 mètres au niveau d'Apt, le plancher s'abaisse vers l'Est et dépasse 1 100 mètres dans la région de Reillane. Un seuil, dit de Montfuron, isole la plus grande partie du bassin de sa terminaison orientale, la fosse de Manosque, qui a recueilli entre les failles du seuil de Montfuron et celle de la Durance près de 3 000 mètres de sédiments paléogènes !

La stratigraphie du bassin Apt-Forcalquier-Manosque s'appuie sur quelques solides repères. Les Charophytes démontrent la présence du Ludien inférieur à la base de la série [J. M. TRIAT et G. TRUC, 1972, p. 44]. Le début du jeu en distension de la fosse de Manosque a été daté du Ludien moyen : des Micromammifères de la zone de Montmartre ont, en effet, été retrouvés à la base de la formation détritique inférieure, équivalent latéral des "conglomérats duranciens" [P. GIGOT, *in* notice de la carte géologique au 50.000^{ème} de Forcalquier, 1982 p. 5]. De part et d'autre du seuil de Montfuron, la sédimentation des deux principales sous-parties du bassin ne s'est pas déroulée de façon identique : alors que des carbonates -calcaires à cyrènes, marnes à gypse, calcaires en plaquette- précipitaient à l'Ouest, une puissante série salifère, associée à du matériel argilo-conglomératique se déposait à l'Est. L'opposition s'est poursuivie au Stampien inférieur : la mise en évidence de *Boehlenispollis hohli* dans la formation anhydritique suprasalifère [M. SCHULER, 1975] prouve que des faciès évaporitiques sont contemporains des calcaires de la région d'Apt à faune de Mammifères appartenant à la zone de Ronzon -"Calcaires de la Fayette". L'unité du bassin s'est rétablie avec les niveaux à dominante détritique qui semblent partout présents à la charnière entre le Stampien inférieur et Stampien supérieur : "Marnes de Pradenque", "Marnes de la Mort d'Imbert", toutes bien datées par les Charophytes [M. FEIST-CASTEL, 1977]. Des terrains à dominante calcaire les recouvrent ; ils ont été situés au Stampien supérieur par leur faune de Gastéropodes, de Poissons ou de Mammifères. Débutant enfin à l'intérieur des "Marnes de Viens", où il se repère grâce à la disparition dans la microflore de *B. hohli*, l'Oligocène supérieur couronne la série sédimentaire. Il est formé pour l'essentiel par une couche de calcaire -les "Calcaires de Reillane"- qui s'interrompt seulement à faible distance de la faille de la Durance, source continue de détritisme au Paléogène supérieur, pour céder la place à des marnes.

Avec une épaisseur moyenne d'un millier de mètres, l'accumulation du bassin Apt-Forcalquier-Manosque représente un volume de 750 km³ auquel les roches salines participent pour un peu moins du quart -150 km³-.

Le bassin de Carpentras-Mormoiron pourrait être, à la limite, considéré comme le prolongement de celui d'Apt au-delà de l'extrémité sud-occidentale des monts de Vaucluse. Bien étudiée par J. M. TRIAT et G. TRUC [1972, 1974, 1983], la sédimentation de cette région possède des caractères identiques à ceux qui viennent d'être décrits à l'Ouest du seuil de Montfuron, avec pour seule variante notable une légère diminution dans l'épaisseur des dépôts -au maximum 500 mètres autour de Mormoiron-. La valeur limitée de la subsidence explique, ici aussi, l'absence de couches salifères autres que des marnes à gypse.

Les bassins de Valréas d'une part, d'Aix et de Marseille, d'autre part, offrent en définitive beaucoup plus de diversité. Situés aux extrémités du domaine étudié dans ce paragraphe, ils n'ont pas été concernés par la même évolution structurale : ils contiennent des séries d'âge différent, un peu comme si un basculement s'était opéré dans le temps entre le Nord-Ouest et le Sud-Est de la Provence.

Nous avons vu que, dans le bassin de Valréas, un Bartono-Ludien proche de celui de Mormoiron était présent -voir page 314- ; la comparaison ainsi amorcée peut être poursuivie : par analogie aux "Conglomérats de Crillon-le-Brave" qui marquent l'extrémité septentrionale du bassin de Mormoiron, la série d'Aleyrac, au Nord de Valréas, et une partie des conglomérats et sables rouges de la rive droite du Rhône -Rochemaure, Meysse- ont sans doute une signification semblable, ils indiquent le jeu en détente de faille vers le milieu du Ludien. La mise en évidence grâce aux Charophytes [C. MONTENAT, 1968] de Ludien moyen élevé dans des niveaux du même type -Eygalyes- permet de le penser.

L'originalité du bassin de Valréas tient au fait que seul le Stampien a pu être identifié jusqu'à maintenant par la paléontologie. Les calcaires et les marnes visibles au Nord et à l'Ouest de Valréas ont livré des associations de Mollusques continentaux caractéristiques de l'Oligocène inférieur et ils ne semblent pas avoir été recouverts par d'autres dépôts paléogènes. Il en va tout autrement au Sud-Est des régions rhodaniennes où une situation presque inverse peut être observée...

On ne connaît pas, ou très peu, de sédiments éocènes supérieurs dans les bassins d'Aix et Marseille. L'explication du phénomène la plus souvent proposée est simple : la crise bartono-ludienne y aurait été si puissante qu'elle aurait soulevé la région et interdit le dépôt sur place des produits d'une érosion pourtant intense. C'est avec un sensible retard que ce secteur aurait connu la phase de distension, contrariée du reste par

de petits épisodes compressifs. Les deux bassins possèdent des colonnes sédimentaires assez proches l'une de l'autre. Le Stampien y est représenté surtout par des couches calcaires : horizon à striatelles "sannoisien" à la base, calcaires du Stampien supérieur, qui ne paraissent pas représenter toute la durée du sous-étage, au sommet. Les terrains les plus puissants appartiennent à l'Oligocène supérieur. Ils sont beaucoup plus détritiques, très souvent conglomératiques dans le bassin de Marseille, où les recherches de D. NURY [1984, p. 431] ont permis de reconnaître des apports grossiers en provenance du Sud-Est et du Sud-Ouest ; ils sont en général plus fins -marnes et argiles gypseuses- dans le bassin d'Aix.

Il est difficile de situer avec exactitude les épaisseurs de sédiments "oligocènes" accumulés dans ces deux bassins ; je n'ai pas trouvé de travaux utilisant directement des "logs" de sondages. Dans la "Synthèse géologique du Sud-Est", D. NURY avance, pour l'axe de la partie septentrionale du fossé marseillais, le chiffre d'un millier de mètres de puissance. On ne peut pas proposer, à partir de ce chiffre unique, d'estimation de volume. Il a fallu exclure ces fossés de ma tentative de bilan de l'érosion "oligocène" ; j'ai d'autant moins hésité à le faire qu'aucun apport direct du Massif Central n'a pu parvenir jusque-là, d'abord en raison de l'organisation d'ensemble des pentes régionales -voir ci-dessous-, ensuite, du fait de l'interposition de plusieurs autres très importants fossés entre la Basse-Provence et le socle.

b - LES BASSINS LANGUEDOCIENS :

Une situation à très faible distance du Massif Central augmente l'intérêt de l'étude de ces bassins. L'un d'entre eux, le fossé du Bas-Rhône, le plus éloigné, ne sera pas cependant évoqué ici en raison des difficultés d'observation -l'Oligocène est recouvert par une puissante série néogène- et d'une très médiocre connaissance stratigraphique de ses terrains.

Le fossé d'Alès, qui amorce le système au Nord-Est, mérite une attention particulière : c'est l'unité la plus vaste et la mieux connue. Il s'agit d'une longue -plus de 50 km- et mince -moins de 6 km- structure, parallèle à la faille des Cévennes N 35 E (fig. 77 A).

Les sondages qui l'ont traversée confirment, en coupe, une dissymétrie indiquée en plan par la présence des terrains les plus anciens au Sud-Est : les couches plongent en direction de la faille des Cévennes et l'on constate même (fig. 77 B) que le centre de la zone d'accumulation maximum s'est très nettement déplacé vers le Nord-Ouest et la faille des Cévennes.

Plus de 1 300 mètres de matériaux post-bartoniens se sont déposés au Paléogène dans le fossé. L'âge des principaux niveaux étant à peu près établi, le schéma stratigraphique qui en résulte met en évidence un certain nombre de particularités.

Le fossé, qui a connu une sédimentation active au Bartonien, a vu s'accumuler entre le Ludien inférieur et le Ludien moyen une série épaisse de 200 à 500 mètres de calcaires en plaquettes à imprégnation bitumineuse et de marnes feuilletées caractérisée par une malacofaune à *Potamides aporoschema*, par des Charophytes de la zone de Verzenay [M. FEIST-CASTEL, 1971] et surtout par la faune de Mammifères d'Euzet qui se trouve à sa base. Cette très importante accumulation n'a pas d'équivalent nettement identifié dans les autres bassins du Sud-Est. La grande phase de distension du Ludien moyen élevé, qui marque ailleurs l'étape majeure de structuration des fossés, s'est traduite, là encore, de façon originale par l'augmentation locale du détritisme. On peut citer à cet égard les grès de Célas, bien qu'ils ne forment pas vraiment une couche indépendante mais plutôt, dans la partie sud-ouest du bassin, une multiplication des faciès sableux ordinairement très discrets au sein des marnes ludiennes. Ils n'ont pas d'épaisseur constante -parfois absents, ils forment ailleurs une accumulation de plusieurs dizaines de mètres-. Leur situation stratigraphique a pu être située avec une grande précision : Mammifères et Charophytes s'accordent pour les placer au Ludien moyen terminal -zones de Montmartre et de Bembridge inférieur-.

Au-dessus des "grès de Célas", le dépôt de calcaires bitumineux et de marnes feuilletées, identiques à ceux du Ludien inférieur, s'est poursuivi. On doit cependant noter ici, comme un peu partout à la même époque, une diminution des apports solides : l'âge de plusieurs épais niveaux précipités -calcaires de Barjac et de Montchamp au Nord, calcaires de Martignargues au Sud- a en effet pu être fixé au Ludien supérieur grâce à de riches faunes de Gastéropodes continentaux. Reconnus en sondage sur plus de 200 mètres (fig. 77 B), ces bancs calcaires achèvent une série positive, entamée par les alluvions bartoniennes et poursuivie par les marnes ludiennes.

Une très remarquable coupure s'est produite, après leur dépôt, dans l'évolution du fossé.

- On ne connaît pas ou très peu de couches d'âge stampien inférieur dans la région d'Alès. Seul, le sommet des calcaires de Montchamp a livré, avec *Melanoïdes nysti* et *Pirenella plicata*, des Gastéropodes marqueurs de l'Oligocène basal [C. CAVELIER in B. ALABOUVETTE et C. CAVELIER, 1984, p. 437].

- Le matériel paléontologique -Mammifères et Charophytes- retrouvé dans les marnes et conglomérats qui composent sur près de mille mètres la partie supérieure de l'accumulation, indique toujours le Stampien élevé ou l'Oligocène supérieur.

Le phénomène pourrait s'expliquer soit par la présence effective d'une lacune, soit par une absence d'affleurements des plus anciennes couches oligocènes doublée d'une analyse insuffisante des

sondages. Les observations réalisées dans d'autres bassins languedociens moins effondrés -voir ci-dessous- conduisent à adopter la première solution. La constatation est d'importance : une crise ayant interrompu le jeu des structures en distension se serait produite, à l'Ouest du Rhône, au Stampien inférieur et aurait entraîné à la fois un déplacement dans l'espace des structures distensives et une discordance entre Ludien et Stampien (fig. 77 B). La faille des Cévennes n'aurait rejoué et servi de limite nord-occidentale que pendant la seconde phase de l'histoire paléogène du fossé. On va retrouver, dans les autres régions languedociennes effondrées à l'"Oligocène", confirmation du schéma établi autour d'Alès.

Les bassins du Languedoc appartiennent à trois catégories (fig. 77 A).

- Les uns possèdent la même direction N 35 E et s'alignent même dans le prolongement exact du fossé d'Alès : c'est le cas des structures reconnues par sondage dans le secteur de Pézenas et du bassin, lui aussi plus ou moins masqué, de Narbonne.
- D'autres dédoublent l'alignement précédent vers le Nord-Ouest -fossé de Montoulieu- ou vers le Sud-Est -fossé de Sommières-.
- Certains, enfin, s'ouvrent suivant d'autres directions, perpendiculaires -fossés de Barjac, de St-Cézaire- ou obliques -fossés de Quissac ou de la région montpelliéraine-, et assurent la liaison entre les effondrements N 35 E.

S'il est assez facile de situer l'extension des terrains "oligocènes" affleurants, il n'en va pas de même, à l'Ouest, où l'affaissement et la sédimentation se sont poursuivis après le Paléogène, fossilisant les matériaux de cette époque. Les sondages profonds permettent naturellement d'en cerner à peu près les contours, mais ils ne résolvent pas tous les problèmes d'identification. Au contraire de ce qui s'est passé dans le couloir séquano-rhodanien, où la distension "oligocène" a pratiquement inauguré les accumulations massives, simplifiant l'interprétation des "logs", le dépôt de fortes quantités d'altérites, en provenance des secteurs anticlinaux des reliefs pyrénéo-provençaux, a précédé l'arrivée des matériaux du Paléogène supérieur. La lecture des colonnes sédimentaires retirées des sondages s'en trouve passablement compliquée. Des écarts assez sensibles peuvent en résulter dans les interprétations stratigraphiques : il existe ainsi une différence impressionnante entre la physionomie du bassin de Pézenas proposée, d'un côté, par la nouvelle carte géologique au 50.000^{ème}, pour laquelle l'étendue des couches oligocènes est limitée en surface à environ 300 km² et, en hauteur, à 2 ou 300 mètres, de l'autre, par la carte P 5 de la "Synthèse géologique du Sud-Est" qui le fait largement déborder en direction du Lodévois -presque le double de superficie- et lui attribue une épaisseur proche du millier de mètres ! En l'occurrence, les relevés de forages cités par la notice de la carte de Pézenas paraissent bien donner raison, au moins sur la question des épaisseurs, à l'hypothèse la plus faible. La puissance maximale pour les couches "oligocènes" du Bas-Languedoc occidental a été obtenue au sondage de Lespignan -plus de 400 mètres- dans la région de Narbonne.

Les renseignements stratigraphiques apportés par les bassins languedociens sont identiques ou complémentaires par rapport à ceux obtenus dans le fossé d'Alès.

- L'analyse des séries ludiennes des bassins de St-Chaptes et de Sommières confirme par exemple l'origine méridionale des décharges détritiques qui forment les "Grès de Célas". Ceux-ci, de plus en plus grossiers vers le Sud, passent dans la région de Sommières à de véritables conglomérats, dont les blocs augmentent eux-mêmes de taille en direction du Sud-Ouest -conglomérats de Saint-Drézéry-.
- On obtient surtout dans ces fossés une nette confirmation de l'existence d'une véritable coupure, à l'Oligocène inférieur, dans l'histoire structurale et morphologique. Amorcé dans le bassin d'Alès, avec l'arrêt temporaire de la sédimentation et les changements apportés à la géométrie des dépôts, le phénomène est encore plus net ailleurs. Le fossé de St-Cézaire, trait d'union entre ceux d'Alès et de Sommières, est apparu au Bartonien ; il a fonctionné tout au long du Ludien mais n'a pas rejoué au Stampien et à l'Oligocène supérieur. Le fossé de Sommières, apparu à l'Eocène, n'a pas partout repris sa subsidence à la fin du Paléogène. Seules ses terminaisons nord-orientale -St-Chaptes- et sud-occidentale -Salinelles- ont été concernées par cet événement. A l'extrême Sud-Ouest, enfin, on ne connaît pas de Bartonien, de Ludien ou de Stampien basal. Les calcaires marneux, les argiles gypseuses et les sables déposés autour de Narbonne sont attribués de façon globale à l'Oligocène franc.

Deux phases, de presque égale importance sur le plan des volumes, ont donc concerné les bassins du Languedoc. On doit ici les distinguer, puisqu'elles ont été décalées dans le temps et dans l'espace :

		Phase "ludienne"		
Bassin d'Alès	150 km ³	annexes orientales	110 km ³	total 260 km ³
		Phase "oligocène supérieur"		
Bassin d'Alès	120 km ³	annexes orientales	40 km ³	Sud-Ouest 140 km ³ total 300 km ³

Les dépôts de la première phase se rencontrent surtout à l'Est tandis que ceux de la seconde se cantonnent aux deux extrémités du système.

La connaissance sédimentologique que l'on a des dépôts languedociens "oligocènes" est très inégale. Ce sont surtout les régions les plus orientales qui ont fait l'objet de recherches ; si ces dernières restent fragmentaires, elles suffisent à démontrer que le Massif Central est pour une part très faible à l'origine directe des matériaux accumulés.

Le fossé d'Alès constitue, dans ce domaine aussi, le secteur qui a été le plus étudié : P. DEMANGEON [1959], C. SITTLER [1965] et J. N. VALETTE [1969] y ont effectué des analyses qui se complètent en partie.

Par-dessus un Bartonien conglomératique qui associe des galets de calcaires mésozoïques contenant de rares silex, des sables remaniés du Crétacé local [P. DEMANGEON, 1959, pp. 142-143], et des argiles associant illite, smectites et kaolinite [C. SITTLER, 1965, pp. 302-303], les séries ludiennes révèlent une nette diminution du détritisme grossier. Leurs argiles, mêlées à des carbonates empruntés massivement aux couches secondaires, montrent une prépondérance de l'illite, phénomène déjà observé pour la Bresse ; celle-ci est souvent associée à de la kaolinite ou des smectites, ainsi qu'à la chlorite, élément original du bassin [C. SITTLER, pp. 306-307]. Pour C. SITTLER, la provenance de ce dernier minéral serait à rechercher dans les Cévennes ; il indiquerait donc une érosion sur le socle. La chose ne me paraît pas évidente, car la chlorite, qui reste discrète ici, devient nettement plus abondante dans les fossés méridionaux -St-Chartes-Sommières-, pourtant plus éloignés de la source supposée. Il n'y a pas de niveau à galets dans le Ludien de la région d'Alès ; les sables y sont, en revanche, comme nous l'avons vu, parfois abondants. Leur cortège de minéraux lourds est d'une grande homogénéité : il est constitué par une écrasante majorité d'espèces ubiquistes -80 à 90 % pour un ensemble comprenant par ordre d'importance la tourmaline, le zircon et les oxydes de titane- complétée par une faible proportion de minéraux du métamorphisme, eux-mêmes plutôt résistants -andalousite et staurotide-. Avec leur morphologie usée, voire roulée, ces minéraux rappellent tout à fait le stock caractéristique du Crétacé, dont ils proviennent par remaniement [J. N. VALETTE, 1969, p. 17].

Avec l'Oligocène supérieur, des changements sont intervenus dans la sédimentologie, mais pas de véritables bouleversements. Le glissement vers le Nord-Ouest de l'aire de dépôt s'est traduit par l'apparition d'abrupts limitrophes dominant la cuvette topographique. La sédimentation, avec l'afflux de matériaux grossiers provoqué par la gravité, a alors abouti au dépôt du conglomérat "amella" -amande- formé par des blocs plus ou moins roulés de calcaires urgoniens ou hauteriviens. Il est plus difficile de comprendre de quelle façon ont été mis en place les énormes klippes sédimentaires qui accidentent actuellement la topographie du bassin, entre Salindres et Alès. Leur nature pétrographique est identique à celle des conglomérats : on y retrouve tous les niveaux mésozoïques appartenant aux panneaux vigoureusement basculés par le jeu oligocène de la faille des Cévennes. Bien que la coupe de la figure 77 B montre les deux phénomènes juxtaposés, on doit noter qu'il n'existe pas de conglomérats entre les klippes de la vallée de l'Avène et la faille des Cévennes, tandis que les klippes ne sont plus présentes en aval des conglomérats. Il s'agit, par conséquent, de deux manifestations différentes des rapports entre érosion et tectonique. Leur échelle est du reste très dissemblable puisque, dans leur plus grande longueur, certaines klippes dépassent le kilomètre ! Quoi qu'il en soit, ces événements ont eu la même signification : après une période où l'alimentation en matériel détritique s'est faite principalement, pour ne pas dire exclusivement, depuis le Sud-Est, la restructuration oligocène a entraîné une modification. Tout au long de cette période, l'érosion s'est attaquée avec vigueur à la bordure Nord-Ouest. Rien n'indique cependant une forte regradation dans le socle, dans la mesure où les apports en matériel sablo-caillouteux acides ont été pratiquement inexistantes. Pour P. DEMANGEON [1959, p. 189], il ne faudrait pas tirer de conclusion trop hâtive de la dernière observation, car les dispositions du relief dans les zones marginales du Massif Central auraient pu interdire un transport jusqu'au fossé d'Alès. Sa conviction d'une position dominante des Cévennes à l'Oligocène a été affirmée à plusieurs reprises [par exemple P. DEMANGEON, 1960, p. 155], mais il ne l'a jamais démontrée sur des bases sédimentologiques. Pourtant si l'on peut admettre à la rigueur que le fossé d'Alès ait pour des raisons géographiques particulières échappé aux arrivées d'altérites cévenoles, il n'est pas possible d'étendre l'hypothèse à l'ensemble des bassins du Languedoc ; or aucun d'entre eux, à ma connaissance, n'en a révélé ! Le fossé de Sommières a vu s'accumuler à ses deux extrémités des dépôts carbonatés où les apports siliceux d'origine massif-centralienne, qu'ils soient directs ou indirects, dépassent exceptionnellement 5 % [P. DEMANGEON, 1959, pp. 190-193] ; le fossé de Montoulieu, encore mieux placé pour recueillir d'éventuelles alluvions acides, n'en compte guère plus, de même que les dépôts qui jalonnent le long accident Corconne-les-Matelles.

Absents de la fraction détritique grossière, les produits de l'érosion développée sur le socle auraient pu parvenir dans les bassins sous forme d'argile. C. SITTLER a montré qu'un changement dans la nature des phyllites s'était effectivement produit, entre le Ludien et l'Oligocène supérieur, avec une prédominance des smectites ou des interstratifiés illite-smectites. Ce changement, nous le verrons, s'est opéré à peu près partout à ce moment-là, sans qu'il soit possible de le mettre en relation avec des modifications dans la nature pétrographique des bassins-versants ; il faut donc convenir que, sur ce point, les minéraux argileux ne fournissent pas de renseignements utilisables. Limité au seul témoignage de la fraction grossière, on ne peut malgré tout pas affirmer, en dépit de l'extrême discrétion de roches primaires dans les fossés languedociens, l'absence d'apports originaires des Cévennes ; rien ne prouve, en effet, qu'à l'époque, il n'existait pas encore une couverture sédimentaire qui aurait pu les alimenter en produits carbonatés en totalité ou en partie. Si une reprise d'érosion s'est effectuée sur l'emplacement des Cévennes actuelles, elle s'est très probablement opérée aux dépens de la couverture sédimentaire. Compte tenu de la modestie relative du total des volumes qui ont été concernés -un peu plus de 150 km³-, compte tenu des apports méridionaux auxquels on doit tout de même réserver une place non négligeable -à mon avis la moitié-, compte tenu, enfin, de l'importance des matériaux dont on est certain qu'ils ont été prélevés sur place -fragments de roches crétacées-, la reprise d'érosion dans l'arrière-pays cévenol représente très peu de chose : répartie sur les bassins-versants actuels -soit environ 2 500 km²-, elle peut être estimée à la mobilisation d'une tranche de terrain d'environ trente mètres d'épaisseur. Parce que la taille du domaine soumis à regradation a pu être inférieure, ce chiffre pourrait varier du simple au

double ; il demeure suffisamment médiocre pour remettre en cause les schémas structuraux du genre de celui proposé par M. GOTTIS [1962], réutilisé par C. SITTLER [1965], évoquant une "chaîne cévenole" fortement dressée au-dessus du fossé d'Alès (fig. 77 C). Une telle situation aurait, en effet, inévitablement provoqué une érosion à la fois dans la couverture sédimentaire et dans le socle, ce qui n'a pas été ; elle impliquerait, d'autre part, des volumes de formations corrélatives bien supérieurs à ce qu'ils sont. Il me paraît donc certain qu'il n'y a pas eu glissement de la couverture sédimentaire sur le flanc d'un relief suivant l'hypothèse avancée par M. GOTTIS et C. SITTLER (fig. 77 C). Ceci ne signifie pas naturellement que le phénomène de glissement ne se soit pas produit sur les bords de la fosse -relief "en creux"- apparue avec la distension. Il me semble exclu, en revanche, que le renversement des pentes à l'échelle de toute la région supposé par M. GOTTIS [1962] et repris par nombre d'auteurs, y compris des géomorphologues comme E. COULET [1975], se soit effectivement réalisé à l'Oligocène. Si la distention s'est, à cette époque, déroulée de façon évidente dans le cadre d'une diminution des contraintes méridionales et si le domaine pyrénéo-provençal ne devait plus constituer un môle topographique, puisqu'il s'est alors profondément lézardé et en partie affaissé, je ne crois, malgré tout, ni à une position uniformément dominante du socle, ni à une pente générale vers le golfe du Lion. Cette opinion est, du reste, confortée par la paléogéographie du Miocène -voir page 454-. La principale leçon à tirer de l'analyse des fossés languedociens est donc que le Massif Central n'a pas joué au Paléogène le rôle qui avait été le sien au Crétacé : celui de principal pourvoyeur en matériel sédimentaire des aires de dépôt périphériques, il a été remplacé, sur ce plan, par les reliefs pyrénéo-provençaux.

3 - LES FOSSES DE LA LOIRE :

Ils possèdent moins de continuité et d'homogénéité que les rifts drainés par la Saône et le Rhône ou l'Allier qui les encadrent. Ils sont formés de trois unités aux caractères très différents qui seront étudiées du Sud au Nord, c'est-à-dire de la structure la moins affaissée à la plus profonde.

a - LE BASSIN DU VELAY :

Découpé aujourd'hui, comme nous l'avons vu au Livre I -voir pages 60 et 61-, en une série d'éléments topographiques indépendants, il correspondait primitivement, semble-t-il, à une sorte de triangle rectangle d'environ 500 km² (fig. 78 A). Les discontinuités actuelles de sa structure conduisent l'observateur à se poser la très intéressante question de l'importance des modifications apportées à la physionomie initiale du bassin par les événements tectoniques ou morphologiques postérieurs. Il a déjà été précisé que, pour beaucoup d'auteurs -H. BAULIG en particulier chez les géographes-, les dépôts paléogènes du Massif Central avaient été largement éliminés par l'érosion, leur extension présente correspondant à une simple aire relictuelle. J'ai souvent contesté cette manière de voir en tant que principe utilisé à petite échelle -explication de l'inadaptation d'ensemble du réseau hydrographique, définition des bordures des limagnes, etc...-, mais je n'ai pas hésité à l'envisager dans le détail -voir par exemple les remarques sur l'érosion différentielle, page 80 et suivantes-. Etant donné qu'il faut admettre une difficulté réelle à opérer parfois une distinction nette entre échelle régionale et échelle locale, avec de nombreux cas en situation intermédiaire, ma position pourrait ne pas être bien comprise ; l'exemple du Velay, qui appartient précisément à cette dernière catégorie, sera utilisé pour tenter de la préciser, lorsque nous en viendrons à estimer le volume des matériaux déposés au Paléogène.

Situé à un carrefour d'influences structurales, dans un secteur où les directions armoricaines et varisques se croisent, le Velay offre aujourd'hui une physionomie complexe qui impose une étude analytique de ses principaux composants.

Le bassin du Puy est l'élément majeur du système vellave. Les terrains paléogènes affleurent de façon continue du Nord-Ouest au Sud-Est, sur une longueur de 25 km pour une largeur supérieure à 10 km. On doit remarquer que ces chiffres constituent des minima, puisque la bordure sud-occidentale du bassin disparaît sous les laves du Devès.

Epais vraisemblablement de 300 à 350 mètres sous la ville du Puy, ce qui paraît être un maximum -on ne dispose malheureusement pas de sondage pour le vérifier-, les sédiments paléogènes se répartissent entre deux séries bien distinctes à la périphérie de la cuvette de sédimentation. Par comparaison avec la chronologie rencontrée dans les autres bassins, on peut supposer qu'une puissante et monotone accumulation de marnes à rares bancs carbonatés s'est substituée, à partir du Ludien moyen, aux minces alluvions bartono-ludiennes. Seule la preuve de l'âge ludien d'une partie de ce niveau existe : il s'agit de la faune de Mammifères du Mont Anis, contemporaine de la zone de Montmartre. Elle a été découverte au 19^{ème} siècle dans la ville même du Puy, au centre de la cuvette, dans le secteur où les dépôts carbonatés prennent un développement de plus en plus grand. On doit d'ailleurs reconnaître qu'il n'est pas toujours aisé de distinguer dans cette zone centrale les horizons ludiens des horizons stampiens inférieurs, qui sont constitués par des calcaires ou des marnes de faciès identique [M. BOULE, 1892].

Le principal critère pour introduire une coupure dans la série carbonatée médiane reste la paléontologie : les découvertes réalisées sur la colline de Ronzon, au Sud-Ouest du Puy, se sont révélées suffisamment riches pour permettre aux mammalogistes de créer autour d'elles une zone particulière, située

dans le Stampien inférieur. La plus importante division stratigraphique du Paléogène sépare donc les niveaux carbonatés du Mont Anis de ceux de Ronzon.

Très mal commode à opérer au centre du bassin, la distinction entre les séries ludienne et stampienne est plus facile sur la périphérie. Les calcaires marneux oligocènes passent par variation latérale de faciès à des argiles qui se chargent rapidement en sables. Les meilleurs affleurements de ces terrains de bordure se rencontrent le long de la vallée de la Laussonne. Leur coloration, en général moins oxydée, permet de les distinguer du matériel "bartonien" dont ils dépassent largement l'aire de dépôt.

Pour P. LARQUE et F. WEBER [1978, p. 153 - 1979, p. 129 et notice de la nouvelle carte géologique au 50.000^{ème} du Puy, p. 13] les calcaires de Ronzon sont surmontés, dans la coupe naturelle du grand méandre de Farges, au Sud du Puy, "d'une vingtaine de mètres de sables argileux verts et rouges avec des intercalations de petits bancs calcaires" qui amorceraient une nouvelle séquence.

La sédimentologie de ces différents niveaux est désormais bien connue. Après V. GABIS [1963], P. LARQUE et F. WEBER [1979], P. LARQUE *et alii* [1980], P. LARQUE [1981 a - 1983] lui ont consacré plusieurs publications.

La série ludienne, qui peut dépasser à elle seule les 150 mètres d'épaisseur, est la plus homogène. Elle est formée presque exclusivement d'argiles du type illite, associées à de très faibles proportions de kaolinite, et à de la calcite. Le plus souvent dispersée dans le sédiment, la calcite se concentre parfois en "pédotubules", en septa ou en petits bancs. Dans la partie supérieure de l'accumulation, les marnes à illite voient se développer des bancs dolomitiques et surtout des cristaux de gypse, la faune du Mont Anis ayant été retrouvée au sein de ces niveaux.

La séquence stampienne est radicalement différente de celle du Ludien. Elle se caractérise par la prédominance, dans la fraction argileuse, des smectites ; elles dominent aussi bien dans les niveaux carbonatés centraux que dans les sables argileux de bordure. Par opposition aux faciès lacustres, ces derniers correspondent à des dépôts de plaine alluviale. Les altérites qui les composent sont plutôt immatures : les feldspaths forment souvent plus du tiers des minéraux sableux. P. LARQUE et F. WEBER y ont découvert des encroûtements carbonatés [P. LARQUE *et alii*, 1980] ; des paléosols rubéfiés y sont connus depuis longtemps [P. BOUT, 1973, pp. 121-122]. Ceux-ci apportent un témoignage d'une grande importance : les conditions propices à une pédogenèse de type fersiallitique se sont prolongées de façon certaine jusqu'au Stampien. L'altération rubéfiante s'est installée sur des alluvions argilo-sableuses tout à fait conformes à la description qui vient d'en être faite -sables feldspathiques, argiles à smectite- ; or, à chaque horizon rubéfié, des changements sédimentologiques peuvent être constatés : les 4/5^{èmes} des feldspaths y ont disparu et de la kaolinite, qui devient alors prépondérante, s'est néoformée [P. LARQUE *et alii*, 1980]. L'intervention des processus pédogénétiques à plusieurs niveaux du Stampien ne peut s'expliquer que dans le cadre d'arrêts momentanés et locaux de la sédimentation. On doit noter, au passage, qu'il serait d'un intérêt extrême pour le paléogéographe de chiffrer le temps qui a été nécessaire au développement de ces paléoaltérations : il fournirait des renseignements sur les conditions climatiques, second grand paramètre concerné. Il faut cependant considérer que d'autres facteurs ont pu également jouer un rôle notable, en particulier la topographie et la nature des roches mères. Les paléosols stampiens offrent à mon avis une dernière indication, d'ordre stratigraphique : il a été précisé ci-dessus que, dans la coupe de Farges, les niveaux sableux surmontant des calcaires à faune de Ronzon ont été placés à la base d'une nouvelle séquence par P. LARQUE. L'hypothèse méritait d'être avancée, je m'interroge pourtant sur le bien-fondé d'une telle proposition. Comme les faciès développés à Farges sont identiques, avec des caractères moins accusés, à ceux des paléosols de la Laussonne -la kaolinite s'y développe à l'occasion d'une légère rubéfaction- et comme la position centrale du secteur par rapport à la cuvette de sédimentation reste à démontrer, on peut, sur de telles bases, se demander s'il existe bel et bien l'amorce d'une nouvelle séquence sédimentaire. Une autre solution serait d'admettre que l'on se trouve en présence de simples faciès terminaux de la série stampienne, déposés à un moment où les alluvions grossières ont pris le pas sur les dépôts lacustres. Quelques lecteurs trouveront l'écart entre les deux propositions trop faible pour prêter à discussion. Ce n'est pas mon sentiment, car ces remarques mettent en jeu la façon de comprendre la logique des événements qui se sont déroulés dans le cadre du Massif Central à l'Oligocène.

La notion stratigraphique de séquence est très employée pour la description des terrains des limagnes depuis le travail de J. GIRAUD [1902] ; or, elle me paraît être à la fois très utile et... très dangereuse ! J'y ai déjà eu recours et je continuerai à l'employer, mais je crois indispensable d'indiquer, une première fois ici, ses limites pour le Paléogène supérieur des fossés. Il n'est plus question de nier la réalité sur les coupes, voire dans un secteur de la cuvette de sédimentation, de séquences bien affirmées, créées par alternances de matériaux grossiers et fins. Le problème qu'elles soulèvent est essentiellement celui de leur signification. Pour le paléogéographe et le stratigraphe, les séquences à l'échelle d'un bassin offrent un intérêt tout particulier. Du fait de leur importance, elles s'expliquent par des changements fondamentaux dans le milieu naturel, en l'occurrence des reprises d'érosion entraînées par des bouleversements structuraux et/ou climatiques. Tandis que le paléogéographe y trouve la matière même de ses reconstitutions, le stratigraphe les utilise pour diviser le temps et effectuer des rapprochements à distance lorsque la paléontologie lui fait défaut -lithostratigraphie-. Dans le cas des limagnes oligocènes et de leurs dépôts, il est indiscutable que de tels renseignements sont bel et bien apportés à l'échelle de l'accumulation d'un bassin entier -voir l'étude de chaque unité- ; il est en revanche très dangereux -j'ai moi-même commis cette erreur dans le Forez -voir le paragraphe suivant- de conférer une

signification semblable à une alternance, à l'échelle d'une coupe. En raison des particularités structurales topographiques et hydrographiques des fossés, l'espace s'est associé avec le temps pour faire varier sans arrêt la délimitation des faciès de chaque fossé, avec, à toutes les époques, des dépôts grossiers de bordure et des dépôts fins lacustres. C'est le rapport entre l'espace occupé par les uns ou les autres qui a une signification, et non la présence locale de deux niveaux superposés.

Cette longue digression permettra, je l'espère, de comprendre pourquoi, en ce qui concerne le méandre de Farges, je ne suis pas convaincu que l'on puisse conférer aux couches sableuses une signification stratigraphique particulière. L'étude des autres parties du complexe sédimentaire vellave nous amènera à évoquer, de nouveau, la question de l'existence éventuelle de terrains postérieurs au Stampien inférieur.

Dans l'Emblavès (fig. 78), il n'existe pas encore de données paléontologiques sur lesquelles on puisse appuyer un découpage stratigraphique. On doit donc se servir des faits établis dans le bassin du Puy et pratiquer avec prudence par comparaison des faciès ou, mieux, du contenu sédimentologique des niveaux.

Une première assurance concerne la présence à la base de la colonne sédimentaire, par-dessus les sables argileux bartono-ludiens à illite et kaolinite, déjà évoqués dans le chapitre précédent -voir page 320-, des marnes ludiennes à illite, facilement identifiables grâce à leur grande homogénéité minéralogique.

En partie éliminée à proximité de la Loire, sauf aux flancs de quelques buttes volcaniques, une mince couche d'argiles sableuses recouvre la série ludienne. Elle offre une forte ressemblance avec les sédiments de la vallée de la Laussonne. On y retrouve de minces horizons rubéfiés et des marmorisations, c'est-à-dire des traces de pédogenèse ; la minéralogie des sables, riches en feldspaths, et de la fraction argileuse, dominée par les smectites, représente l'argument le plus sérieux, avec la situation transgressive de ces assises par rapport à la sédimentation ludienne. Il apparaît, en effet, avec netteté que l'essentiel du matériel argilo-sableux s'est déposé en dehors du fossé de l'Emblavès (fig. 78). On peut assez facilement reconstituer, de part et d'autre de l'axe emprunté aujourd'hui par la Loire, l'aire dans laquelle se sont accumulées les alluvions post-ludiennes, et cela malgré, d'une part, les déformations introduites par la tectonique post-sédimentaire -voir ci-dessous-, d'autre part, le travail de déblaiement effectué par l'érosion.

De très nombreux lambeaux de terrains paléogènes se regroupent, aujourd'hui, dans un secteur de forme grossièrement triangulaire s'appuyant, au Nord-Ouest, sur les grands accidents N 35 E qui limitent le Forez méridional, au Sud-Ouest, sur la faille de Lavouë, et à l'Est, sur une direction méridienne beaucoup moins nette allant de S^t-Julien-Chapteuil à Monistrol en passant par Yssingaux (fig. 78 A). Le piège à sédiments, au fond duquel les alluvions se sont accumulées, a fonctionné de manière dissymétrique. Les plus puissants dépôts se rencontrent le long des accidents foréziens. L'épaisseur maximale est aujourd'hui conservée sous le mince mais long pointement phonolithique de la Madeleine où le contact socle-Tertiaire, très facile à repérer, et les laves en place sont séparés par 270 mètres de dénivellation, tout entière inscrite dans des argiles sableuses (fig. 78 B). A partir de cette région, l'importance des sédiments diminue.

- Vers le Sud-Ouest, sous le Suc de Chaumont, il n'y a plus qu'environ quatre vingts mètres de Tertiaire, pour à peine 50 mètres dans le Nord de l'Emblavès, où les marnes ludiennes ne sont plus présentes.

- Vers le Nord-Est, on ne rencontre à l'extrémité du bassin de Bas-en-Basset, plaqué contre l'accident qui marque l'apparition du seuil du Pertuiset, qu'une centaine de mètres d'un matériel grossier comprenant des blocs de très grande taille.

Parce qu'il n'y a plus dans cette dernière région de protection assurée par des venues volcaniques, la diminution d'épaisseur enregistrée pourrait être mise sur le compte d'un évidement par l'érosion. La netteté des limites dans lesquelles sont rassemblés les terrains tertiaires amène plutôt à penser le contraire. S'il y a bien eu un large déblaiement du fossé Bas-Monistrol, celui-ci conserve encore, le long de ses rebords les plus raides, des témoins de l'intégralité de la couche qui s'y est déposée.

En direction de l'Est, sous les très nombreux appareils éruptifs de l'Yssingelais, on reconnaît aussi des argiles sableuses disséminées entre le socle et les éboulis volcaniques. Leur épaisseur est très difficile à chiffrer au cœur des affleurements volcaniques. Elle ne dépasse pas à mon avis quelques dizaines de mètres, mais la réalisation d'un sondage reste à faire et des surprises ne sont pas à exclure. En tous cas ce sont 10 à 30 mètres de Tertiaire qui s'interposent entre le socle et les épanchements volcaniques les plus orientaux. Il n'y a pas d'ailleurs continuité des affleurements autour d'Yssingaux, où les sédiments se limitent à de petits panneaux effondrés entre des failles. Sous cette forme, ils semblent s'étendre sous l'imposant massif du Meygal, puisqu'on les retrouve, au-delà, en plusieurs points du plateau de Fay-sur-Lignon jusqu'au pied du Mézenc : ils sont ainsi visibles à Malagayte, Fay et sur le rebord Nord-Ouest du maar de Chaudeyrolles.

Partout les dépôts affleurants possèdent le même faciès. Il s'agit :

- soit de sables argileux de teinte jaune pâle, contenant parfois des graviers et de petits galets de socle, beaucoup plus rarement des éléments plus gros -quartz ou "chailles"-,
- soit d'argiles sableuses de couleur réduite, verdâtres ou bleuâtres.

L'organisation générale en lentilles de ce matériel permet d'évoquer une mise en place dans une plaine alluviale par des cours d'eau en chenaux multiples, à faible vitesse et forte charge. La fraction sableuse,

riche en feldspaths -20 à 35 %-, ne contient pas de minéraux lourds volcaniques. Les argiles ont révélé à M. N. LE COUSTUMER un cortège classique, dominé par les smectites -50 à 60 %- devant l'illite -30 à 40 %-, la kaolinite jouant avec environ 10 % un rôle accessoire. C'est à peu de chose près l'association que l'on retrouve dans les affleurements les plus périphériques des "sables de la Laussonne", auxquels toute une série de petits placages protégés par des coulées volcaniques les rattachent.

Depuis les travaux de M. BOULE [1892], ces alluvions de plateau, souvent protégées par des coulées de basalte néogènes, sont considérées comme d'âge miocène. Deux arguments ont été utilisés pour asseoir cette opinion : la présence de galets de basalte très altérés dans les sédiments de Fay [1892, pp. 78-79], et celle de "chailles" dont l'arrivée se serait surtout produite avec "les mouvements tectoniques qui ont servi de prélude aux éruptions volcaniques" [1892, pp. 80-81]. La présence de terrains néogènes infrabasaltiques ne saurait être niée ; la paléontologie -flore et microflore- permet de le démontrer. Je crois cependant leur extension moindre que celle qui leur est aujourd'hui reconnue. En l'occurrence, ni l'existence de quelques fragments de basalte, ni celle de "chailles" ne sont pour moi de véritables preuves d'une mise en place au Miocène -voir page 444 et suivantes-. L'intérêt pour le paléogéographe d'une démonstration de l'âge oligocène basal de ces dépôts est évident : on détiendrait ainsi un élément supplémentaire pour établir un parallèle entre la stratigraphie de la région du Puy et celle du système Emblavès-fossé de Bas-Monistrol-Yssingelais.

L'identité des venues détritiques du Stampien inférieur du bassin du Puy avec les accumulations argilo-sableuses, sableuses ou conglomératiques du Velay septentrional repose en conséquence sur plusieurs arguments.

- Les unes et les autres paraissent occuper une position stratigraphique semblable sur les marnes ludiennes à illites. Malheureusement, le fait ne peut être vérifié que dans l'Emblavès.
- Les organisations sédimentaires, les phénomènes de diagenèse précoce -traces de pédogenèse-, les pétrographies offrent de grandes ressemblances.
- Il existe, enfin, une certaine continuité spatiale dans les placages conservés, entre le socle et les édifices volcaniques, sur les plateaux orientaux.

Aucun de ces arguments, pris isolément, ne saurait emporter la conviction. Seul le regroupement conduit à admettre qu'il y a une probabilité non négligeable pour que la série sédimentaire déposée au Nord de l'Emblavès, en particulier l'essentiel des terrains placés sous le pointement phonolitique de la Madeleine, appartiennent au Stampien inférieur. En l'absence de toute donnée paléontologique, les doutes sont plus nombreux pour l'âge des matériaux accumulés dans le fossé de Bas.

Je me suis intéressé au détail de la sédimentation de cette petite structure. L'avantage et la difficulté à la fois de son étude provient de l'importance du travail de déblaiement opéré par la Loire : les très nombreux lambeaux qui affleurent dans d'assez bonnes conditions à des altitudes variées, permettent de se faire une idée de la diversité de l'ensemble, mais les relations à établir entre tous ces niveaux restent incertaines.

Les dépôts les plus anciens paraissent correspondre à des placages de grès d'un type différent de celui des arkoses lutétiennes de Blavozy. Visible en rive droite de la Loire, immédiatement à l'Ouest de Monistrol, sous forme de plaquettes disséminées dans les champs, cette roche doit être définie, au vu des lames minces, comme un véritable grès : elle ne contient pas de feldspath ; elle est formée de grains de quartz de taille variable, emballés dans un ciment siliceux propre, dépourvu d'argile, mais comprenant de nombreux petits fragments de quartz éclatés.

Les premières couches qui affleurent réellement correspondent, en rive gauche de la Loire -région du Suc Richard, au Sud de Bas-, à des alternances de niveaux argileux et sableux consolidés par de la silice. Les feldspaths potassiques y sont présents en petite quantité : 10 à 20 %. Ce sont les moyennes habituellement enregistrées dans le bassin du Puy pour les dépôts bartono-ludiens. La comparaison peut, du reste, se prolonger avec les cortèges argileux formés à 70 % d'illite et 20 % de kaolinite, la présence discrète d'interstratifiés illite-smectite constituant, malgré tout, une touche originale.

Par-dessus ces terrains dont l'épaisseur ne dépasse pas trente mètres, des argiles sableuses de plus en plus riches en feldspaths se sont déposées. Leurs teintes pâles ou réduites contrastent avec les couleurs oxydées plus soutenues des sédiments inférieurs. Conservées sur quelques dizaines de mètres, contre le talus bordier au Nord-Est de Bas, elles montrent des blocs d'arkoses dans lesquels des lames minces ont révélé la nature argilo-siliceuse du ciment et, dans le stock des grains, le très faible degré d'évolution des composants, avec de la biotite peu altérée jusqu'à 50 % de feldspaths dont 5 à 10 % de plagioclases. L'analyse de la matrice argileuse des passées non consolidées a permis d'identifier de façon exclusive l'illite. On pourrait être tenté d'y reconnaître un faciès particulier du Ludien supérieur, déposé le long d'une faille active. Dans cette perspective, les niveaux parfois légèrement carbonatés, le plus souvent conglomératiques qui marquent la terminaison nord du bassin, avec leurs sables feldspathiques et des argiles où les smectites apparaissent -25 à 50 % du total, pour 35 à 55 % d'illite et 10 à 25 % de kaolinite-, seraient, toujours dans un contexte structural actif, d'âge stampien inférieur.

Si cette hypothèse est plausible, ce n'est pas la seule : on pourrait aussi songer, en fonction de l'évolution qui sera reconnue dans les limagnes plus septentrionales, qu'une partie du matériel attendu pour se déposer d'autres épisodes de tectonique cassante : le Stampien supérieur, voire l'Oligocène supérieur. Il

s'agirait, alors, d'une manifestation affaiblie des grandes phases distensives du Paléogène terminal. Cette seconde interprétation, suggérée par l'histoire structurale des autres bassins, n'est pas contredite par l'analyse sédimentologique. Il faut en effet préciser dès maintenant que la nature pétrographique du matériel oligocène fournit rarement des indications stratigraphiques déterminantes. De notables convergences existent entre certains sédiments des diverses crises oligocènes, alors que les contextes locaux -faciès de bordure tectonique active, faciès de plaine d'inondation, faciès de cuvette palustre ou lacustre- ont apporté beaucoup de diversité au sein de dépôts contemporains. L'importance des disparités spatiales et la constance des conditions structurales ou morphoclimatiques, tout au long de l'Oligocène, rendent compte d'une telle situation dans les grands fossés du Massif Central. Il n'est donc pas possible de s'appuyer uniquement sur la sédimentologie pour opérer un classement stratigraphique des terrains. L'illite, présente de façon exclusive dans certains niveaux de la région de Bas et rapprochée de l'illite des marnes ludiennes, pourrait ainsi avoir une origine sensiblement différente : apparue en milieu détritique grossier, elle est caractéristique d'un milieu où la rapidité de la phase altération-transport-dépôt a interdit la néoformation des phyllites, voire leur transformation. Leur originalité par rapport aux marnes ludiennes, nées dans un milieu lacustre basique, est évidente.

Ces remarques signifient une impossibilité de trancher entre les hypothèses avancées tant que des éléments de datation fiables -pollens ou faune de Mammifères- n'auront pas été découverts dans ces couches. On doit regretter cette incertitude, car elle a des conséquences sur la façon de reconstituer l'histoire tectonique du Velay ; fort heureusement ces conséquences restent, comme nous allons le voir, assez limitées.

Le bassin du Velay a connu une évolution structurale complexe aussi bien pendant la phase de sédimentation qu'après. Cette double série d'événements n'est pas propre à la région ; on la retrouve sous des formes variables dans tous les fossés du Massif Central mais, comme je l'ai déjà fait remarquer en introduction de ce paragraphe, les circonstances précises qui ont concerné le Velay méritent d'être rapportées ici à titre d'exemple, en raison de leur incidence sur l'estimation des volumes déposés.

On doit, pour commencer, rappeler les réflexions auxquelles l'étude des arkoses lutéiennes avait conduit dans le chapitre précédent. Des mouvements du sol dans des sens opposés se sont produits, au Paléogène inférieur, sur le même secteur pour permettre le dégagement d'altérites, le dépôt d'alluvions, puis leur érosion partielle.

La sédimentation des marnes ludiennes, qui affleurent aujourd'hui en deux aires séparées autour du Puy et dans l'Emblavès, s'est déroulée sans discussion possible dans une seule cuvette lacustre. Les faciès caractéristiques adossés à l'abrupt de faille de Lavoûte, facile à observer dans plusieurs belles coupes, ne laissent aucun doute sur l'âge post-sédimentaire du jeu de l'accident. Il est, en effet, exclu qu'un matériel aussi uniformément fin et homogène se soit déposé le long d'une berge, voire à proximité d'un haut-fond à l'intérieur du lac ; un tel accident aurait provoqué dans la stratification des irrégularités qui ne sont nulle part visibles. La faille de Lavoûte a donc fonctionné, pour la première fois du Paléogène, après le Ludien.

Il est difficile de ne pas lier le jeu de l'accident en question à l'apparition des deux bassins stampiens organisés de manière indépendante. Un simple regard porté à la coupe de la figure 78 B montre que les séries sablo-argileuses se sont mises en place dans des aires très nettement séparées, comme si elles avaient été rejetées vers le Sud et vers le Nord par le mouvement de surrection du demi-horst de Chaspinhac. Le problème de savoir à quel moment précis les déformations ont amorcé la séparation bassin du Puy-Emblavès se pose. Nous avons vu que les marnes du Ludien supérieur à gypse passaient presque en continuité aux couches marno-calcaires à faune de Ronzon. On pourrait y voir une contradiction avec l'hypothèse qui vient d'être proposée. En réalité cette contradiction est facile à lever : les marnes à illite étant nettement moins épaisses dans l'Emblavès que dans le bassin du Puy, je pense que, après une première phase de sédimentation étendue aux deux bassins, le soulèvement du demi-horst a débuté dès le Ludien. Le dépôt des marnes dans l'Emblavès s'est alors interrompu, tandis que le centre du bassin se déplaçait en direction du Puy où il n'y aurait pas eu de véritable arrêt dans la sédimentation. Les bouleversements introduits par la tectonique oligocène ont finalement été moindres au Sud du horst de Chaspinhac qu'au Nord : le déplacement de l'ombilic de subsidence de l'Emblavès à la région de Retournac, sa migration éventuelle de Retournac à Bas dans la mesure où les deux accumulations ne sont pas contemporaines, démontrent l'ampleur des changements intervenus. Ceux-ci ont pu être accompagnés de remaniements d'une série à l'autre. Sauf dans le cas des marnes ludiennes déposées sur l'emplacement du horst de Chaspinhac, ces phénomènes n'ont pas dû être très importants.

L'analyse de la disposition actuelle des sédiments permet d'entrevoir la vigueur d'une tectonique très postérieure au Paléogène, puisque l'on a l'assurance qu'elle a précédé de peu, sinon accompagné, la principale phase d'émission des laves au Miocène supérieur -voir page 481 et suivantes-. On constate sur la figure 78 B, en se limitant au cas du Velay septentrional, que les sédiments argilo-sableux oligocènes, épais de moins de cinquante mètres dans l'Emblavès, possèdent une puissance de 200 mètres sous le Suc de la Madeleine et encore une centaine de mètres à leur extrémité nord, vers Bruailles. La base des dépôts est affectée dans ce secteur par une seule contre-pente : au sortir de l'Emblavès, le mur de l'Oligocène est visible à un peu plus de 700 mètres sur les flancs du Suc du Vert et remonte sous les appareils volcaniques qui dominent Retournac jusqu'à près de 900 mètres. Il s'incline, ensuite, de façon plus ou moins régulière vers le fossé de Bas, où des placages de sédimentaire affleurent à moins de 500 mètres. Si l'on considère, maintenant, le toit actuel de l'accumulation, deux "anomalies" apparaissent. Situé à moins de 800 mètres sous les venues volcaniques du Nord de l'Emblavès, il se trouve à près de 900 mètres au-dessus de Retournac et vers 600 mètres, soit 300 mètres plus bas, au Nord du fossé de Bas. Une solution pratique serait de considérer que les fossés de l'Emblavès et de

Bas-en-Basset ont été excavés dans d'épaisses formations paléogènes. En interprétant le passage de la Loire à travers le horst comme un phénomène de surimposition sur une couverture sédimentaire, H. BAULIG [1927, p. 202] avait opté pour une sédimentation tertiaire puissante de près de 500 mètres dans l'Emblavès. L'hypothèse me paraît incompatible avec les données du terrain, en particulier avec la position altitudinale de la base des épanchements volcaniques : étant donné que la coulée basaltique du Montchauvet ou l'appareil phonolitique du Mont Plaux, dans l'Emblavès méridional, jalonnent un plan topographique vers 850 mètres d'altitude, il faudrait admettre qu'au moment de la mise en place de ces appareils, parmi les plus anciens, l'incision du réseau hydrographique, donc l'épigénie de la Loire et le début du déblaiement de l'Emblavès étaient amorcés. Or, une telle évolution est contredite par la position actuelle des terrains oligocènes, à moins d'admettre, avant l'arrivée des laves protectrices, un dégagement dans des terrains de résistance semblable plus fort et plus rapide à l'amont, le long de cours d'eau d'importance secondaire -topographie à 850 mètres à proximité de la Sumène-, qu'à l'aval, de part et d'autre de l'axe faisant office de niveau de base régional -900 mètres le long de la Loire à Retournac, voir pages 487 et 520- !

En l'absence de tout jalon sédimentaire sur le seuil Aurec-le Pertuiset, on ne peut pas non plus imaginer une accumulation paléogène débordant largement le cadre du fossé de Bas-en-Basset. Il me semble beaucoup plus sage de supposer une épaisseur limitée à ce qui est aujourd'hui directement observable. La coupe de la figure 78 B indique, d'une part, le niveau à mon avis atteint par les dépôts, d'autre part, le style et l'ampleur des déformations du sol. En signalant, dès ce chapitre, l'intervention de processus qui expliquent l'organisation néogène du relief, j'ai anticipé sur la présentation d'événements qui seront étudiés plus loin -voir page 480 et suivantes-. La nécessité d'obtenir une épaisseur moyenne la moins inexacte possible justifie cette démarche. La figure 78 B permet de reconnaître quelle devait être la physionomie des bassins avant l'exercice de la tectonique différentielle fini-tertiaire : nulle part, au Nord du "seuil" de Chaspinhac, qui n'avait pas encore à l'époque son importance actuelle, la puissance du matériel sédimentaire ne devait dépasser deux cents mètres. La plus forte accumulation de terrains paléogènes a dû se réaliser sous la ville du Puy ; trois cents à trois cent cinquante mètres s'y sont peut-être déposés. Si ces hypothèses sont exactes, les volumes entassés dans le bassin vellave ont dû être compris entre 70 et 80 km³. Il n'en reste plus cependant que la moitié, une bonne partie de l'ensemble -fossé de Bas, région de Retournac, Yssingelais et plateau du Lignon- ayant été déblayée par le réseau hydrographique. On retrouvera une situation du même type dans d'autres secteurs -Margeride ou "Sillon Houiller"-. Pour répondre à la question posée au début de ce paragraphe, il apparaît, d'ores et déjà, que l'érosion différentielle a pu prendre une certaine ampleur dans l'espace uniquement quand des plateaux recouverts d'une faible épaisseur de sédiments ont été placés nettement au-dessus des principales artères du réseau hydrographique représentant le niveau de base local.

b - LE BASSIN DE MONTBRISON :

Ayant déjà consacré deux longues publications [A. LE GRIEL, 1975 et 1984] à la sédimentation de la "plaine du Forez", j'éviterai d'entrer ici dans le détail de questions traitées par ailleurs. Je résumerai les principaux points acquis et surtout j'évoquerai quelques faits nouveaux. Auparavant, je dois insister sur le fait que mon opinion sur le Tertiaire forézien, qui avait déjà sensiblement changé entre 1975 et 1984, a encore évolué depuis ! Ces nombreux revirements s'expliquent si l'on songe qu'il y a seulement une quinzaine d'années la plupart des connaissances concernant la stratigraphie des terrains oligocènes reposaient sur des idées totalement erronées. La thèse de doctorat d'Etat soutenue en 1967 par P. DUCLOS en est une saisissante illustration ; l'utilisation de ses conclusions pour la réalisation de la nouvelle carte géologique au 50.000^{ème} en 1974 est désolante. Pourtant, dès 1969 P. LARQUE et F. WEBER [p. 268] avaient attiré l'attention sur quelques-unes de ses erreurs les plus manifestes. Je crois en avoir ensuite précisé d'autres [1975, p. 10 à 26]. Il manquait cependant, à l'époque, beaucoup trop d'éléments indispensables à l'établissement d'un véritable schéma stratigraphique, notamment l'existence de repères paléontologiques fiables et une meilleure connaissance de la structure d'ensemble du fossé et de son accumulation. Les premiers éléments sont arrivés dès 1976, j'ai pu en tenir compte dans diverses mises au point [excursion de la Commission des Roches Cristallines en mai 1980, ouvrage sur "les milieux naturels de la plaine du Forez" 1984] ; mais c'est seulement en 1985 que j'ai eu connaissance des travaux de la COGEMA et des résultats des sondages profonds. Je les utiliserai pour la première fois ici.

On pourrait dire du bassin de Montbrison qu'il possède des caractères opposés à celui du Velay : son unité structurale et topographique est évidente ; il a été très peu modifié par l'évolution post-paléogène.

Long de 40 kilomètres, large au maximum d'une vingtaine, le fossé constitue, de part et d'autre d'un axe N 160 E, un ovale presque parfait (fig. 79). Cette régularité est cependant trompeuse : dans le détail, des sections rectilignes plus ou moins longues, commandées chacune par des accidents tectoniques, se succèdent, avec des orientations différentes. Deux grandes directions peuvent être reconnues : la première est subméridienne N 175 à 180 E -grande faille orientale St-Galmier-Valeille, failles de Boën et de St-Germain-Laval, etc...-, l'autre est plus franchement "armoricaine" : N 140 à 145 E -failles de Pouilly-lès-Feurs au Nord-Est et de Montbrison au Sud-Ouest-. Ces différents accidents, organisés en relais, ont donné au fossé une forme générale en "fond de bateau" et non pas la structure dissymétrique qu'imaginaient les anciens auteurs [U. LE VERRIER, 1895] ou P. DUCLOS. Les principaux sondages dont j'ai eu connaissance ont été replacés sur la figure 79, on peut ainsi entrevoir la physionomie du "plancher" de la fosse. Atteignant environ 800 mètres dans la partie la plus profonde située un peu au Sud de Feurs, la base des terrains paléogènes se relève de façon assez

régulière, sauf au Nord-Est, où elle remonte apparemment beaucoup plus vite. On pourrait à la rigueur voir dans ce phénomène une légère dissymétrie ; elle est, néanmoins, très différente de celle qui avait été envisagée jusque-là, puisqu'elle était attribuée à un formidable rejet de la faille de St-Galmier.

Au fur et à mesure de la subsidence paléogène, une masse que l'on peut estimer à 300 km³ de matériaux s'est accumulée dans le fossé. Celle-ci est loin d'être homogène : les sédiments montrent en surface de nombreux faciès et l'on retrouve dans les sondages la même diversité (fig. 79). Des formations à blocs "cyclopéens" sont visibles le long de certaines bordures, tandis que des bancs calcaires ou dolomitiques affleurent dans le Sud de la "plaine". Très typé sur le plan de la granulométrie ou de la coloration, l'état du matériel a servi de fondement aux tentatives de stratigraphie de la fin du siècle dernier, suivies par P. DUCLOS. Bien qu'ayant fait preuve à l'égard d'une telle démarche de beaucoup de circonspection [A. LE GRIEL, 1975, pp. 11 à 26], la physionomie des dépôts est malgré tout parvenue à influencer mon schéma stratigraphique. J'avais proposé, en 1984 [pp. 150 à 156], un "essai de lithostratigraphie" ; or, plusieurs points doivent en être aujourd'hui revus car il était encore trop marqué par le postulat selon lequel une succession tranchée de faciès a plus de chance de correspondre à des variations dans le temps qu'à des variations dans l'espace. Promoteur en Forez de l'idée inverse [1975, pp. 24-26], je n'ai pas poussé l'application du principe jusqu'à son terme logique ; il l'aurait pourtant fallu. En effet, si peu d'éléments nouveaux ont modifié mon opinion sur le schéma stratigraphique d'ensemble qui a présidé au dépôt des sédiments foréziens, une importante découverte est venue bouleverser ma lecture de la disposition en surface des couches. Celle-ci ne sera cependant évoquée qu'après un rappel des principaux repères dont on dispose pour situer les corps sédimentaires.

Au mur des dépôts paléogènes, on rencontre des paléooltérations rubéfiantes affectant le socle, suivant les données enregistrées par la plupart des grands bassins. Elles affleurent aux deux extrémités de la "plaine", là où le plancher du fossé remonte avec le plus de régularité, et elles ont été retrouvées en sondage. L'incertitude dans laquelle on se trouve pour situer ces niveaux a déjà été signalée -voir pages 324, 325 et 343-, j'ai cependant proposé de les placer dans l'Eocène. Il faudra attendre confirmation ou infirmation par la paléontologie. Quoi qu'il en soit, il m'étonnerai énormément que le Bartonien et le Ludien n'aient pas laissé de couches témoins en Forez. Tout porte à croire, au contraire de l'opinion longtemps admise par les géologues, de U. LE VERRIER à P. DUCLOS, que le fossé de Montbrison a évolué de concert avec les autres grandes structures du Massif Central.

L'identification de *Boehlensipollis hohli* en deux endroits du sondage de Chalain-le-Comtal [M. SCHULER et C. SITTLER, 1976] permet d'affirmer que les deux formations sédimentaires reconnues dans le forage [P. LARQUE et F. WEBER, 1969] appartiennent à l'Oligocène, vraisemblablement au Stampien supérieur, pour la plus profonde, et à l'Oligocène supérieur, pour la plus récente. Les niveaux à blocs du Forez et les alluvions argilo-sableuses qui leur succèdent, à l'Est, ne sont donc pas miocène inférieur comme, après beaucoup d'autres, j'avais cru pouvoir le supposer [A. LE GRIEL, 1975, pp. 29 à 35] et comme certains continuent à le croire [B. ETLICHER, 1983 et 1985].

Les géologues de la COGEMA ont, par ailleurs, découvert deux palynoflores fossiles situées respectivement à 65 mètres et 87 mètres de profondeur dans un sondage carotté réalisé dans le Sud de la "plaine", à proximité de Sury-le-Comtal -n°14 sur la figure 79-. J'ignore le détail des espèces qui ont été recensées, en revanche il m'a été indiqué que l'une et l'autre devaient être attribuées à la zone VI de G. GORIN -voir pages 387 et 388-, c'est-à-dire à l'Oligocène terminal. Cette détermination a une conséquence notable : elle apporte la preuve que la presque totalité des couches affleurantes sont d'âge oligocène supérieur. Si l'on regarde, en effet, la position de ce sondage par rapport à une carte des faciès (fig. 79), on constate qu'il se situe au Sud de la zone riche en carbonate, à l'intérieur des niveaux baptisés "grès de Veauche" depuis U. LE VERRIER [1890]. Tous les types sédimentaires, des conglomérats aux roches précipitées en passant par les argiles vertes ou les bancs gréseux, ont ainsi un âge identique ; ils traduisent un phénomène similaire à celui mentionné dans la Bresse et qui sera à nouveau constaté en Limagne : le dernier rejeu distensif des structures, à la fin de l'Oligocène, s'est accompagné d'une tendance à l'accroissement de l'aire des fossés. Les matériaux déposés lors de cet épisode ont de ce fait un caractère transgressif bien net ; ils recouvrent les couches plus anciennes qui n'affleurent pratiquement pas.

L'image offerte aujourd'hui par la distribution spatiale des sédiments foréziens reflète celle de l'Oligocène supérieur. En fonction de la nature des terrains, il est assez facile de reconstituer le paysage de l'époque (fig. 80). Il devait correspondre dans son organisation à celui des bassins endoréiques actuels du type des "bolsons" mexicains ou des "sebkhas" sahariennes, la comparaison ne devant pas être étendue, toutefois, aux conditions climatiques ou topographiques connues aujourd'hui par les uns ou les autres -voir page 421 et suivantes-. La plupart des faciès possèdent des particularités propres aux dépôts continentaux fluviaux ou palustres.

- Les conglomérats de bordure sont constitués par un enchevêtrement de lentilles évoquant des chenaux torrentiels. Il ne faut pas, malgré tout, imaginer d'énormes cônes de déjection à forte pente dominant de plusieurs dizaines de mètres le fond de la dépression topographique. Les teintes réduites verdâtres qui les affectent souvent indiquent une diagenèse en milieu baigné par une nappe phréatique ; le rythme soutenu de l'affaissement devait donc les maintenir à très faible altitude.

- Les sables et argiles qui relayent les conglomérats vers l'aval correspondent à des dépôts caractéristiques de plaine d'inondation. Les ébauches d'encroûtements calcaires qu'on y rencontre témoignent de la rapidité de leur enfouissement.

- Les niveaux d'argiles plastiques et les couches carbonatées du centre et du Sud de la cuvette marquent la zone la plus basse et la plus éloignée des "reliefs" périphériques, dans un lieu où seules la charge en suspension et la charge dissoute sont parvenues ; l'eau ne pouvait former une nappe d'eau stagnante superficielle que dans ce dernier secteur. On doit remarquer le caractère temporaire de la présence de l'eau sur une notable superficie : les perforations visibles sur certains horizons durcis doivent être interprétées comme des traces de racines qui indiquent les conditions palustres du milieu de sédimentation. Une tranche d'eau pérenne paraît avoir été uniquement réclamée pour la formation des marnes à Ostracodes.

On pourrait s'étonner d'un bilan de l'eau aussi déficitaire, avec un lac de taille très limitée en dépit de la grande étendue du bassin-versant, et y reconnaître un argument en faveur d'une sécheresse atmosphérique prononcée. Ce faisant, on oublierait la planéité d'ensemble du relief, capable de réduire l'écoulement et de favoriser une importante évaporation directe, bref d'accroître l'aridité au niveau du sol. Je reviendrai, dans la dernière partie de ce chapitre, sur cette très importante question -voir pages 421 à 423-.

La distribution spatiale des faciès, à l'Oligocène supérieur, renseigne aussi sur la topographie de l'époque et les rythmes morphogéniques. Une nette dissymétrie apparaît dans l'organisation (fig. 79).

- Les carbonates et la cuvette lacustre centrale se trouvent décalés vers le Sud.

- C'est, par ailleurs, entre la cuvette centrale et la bordure méridionale que l'on rencontre les couches les plus vivement colorées : une nette opposition existe en effet entre les formations conglomératiques associant biotite et argile illitique, les alluvions à sables feldspathiques ou argiles smectitiques de l'Ouest et les sables plus riches en quartz ou les argiles à kaolinite du Sud.

Les deux observations ont à mon avis la même explication : le déséquilibre des apports détritiques en fonction des volumes orographiques de l'époque. Dans le cas du Forez, à l'Oligocène supérieur, les plus puissants apports sont venus du Nord-Ouest, une seconde direction étant le Sud-Ouest et le Sud-Est. La plus importante source de détritisme a rejeté la zone de décantation centrale vers le Sud. Les carbonates ont pu, dans ce dernier secteur, beaucoup plus facilement décanter et se fixer car le rythme des arrivées, plus faibles en quantité, était aussi plus discontinu. La forte coloration des niveaux dans cette partie de la "plaine" souligne le phénomène : pédogenèse et diagenèse ont disposé d'une durée moins courte pour exercer leurs actions. Les plus grandes quantités de kaolinite traduisent ici non seulement des remaniements possibles de vieux matériaux paléogènes ou des altérations sur une roche mère plus favorable, mais encore une plus longue maturation des sols sur des topographies plus planes et moins rapidement regradées.

Un dernier enseignement mérite d'être tiré des données observées dans le Forez : la diversité sédimentologique des formations appartenant à une même génération condamne, par avance, toute tentative qui aurait pour ambition d'établir un schéma lithostratigraphique à partir de recherches limitées à une étude de surface. Une double analyse, en plan et en coupe, est donc indispensable pour parvenir à l'élaboration d'une vision globale. On ne disposera d'aucune assurance sur l'extension et l'âge des différents niveaux foréziens tant qu'une étude sédimentologique et paléontologique détaillée des sondages profonds réalisés par la COGEMA n'aura pas été menée à bien. P. LARQUE a montré la méthode à suivre en proposant une analyse pétrographique du sondage MOB 1 [1981], mais le travail est à peine ébauché. Les points acquis, grâce en particulier à une lecture directe de la granulométrie des couches (fig. 79), permettent déjà d'affirmer de notables déplacements, d'une époque à l'autre, de la cuvette de décantation centrale. En effet, si la plupart des sondages forés à l'Ouest du fossé ne montrent pas de changement significatif, avec des arrivées brutales de matériaux détritiques sans arrêt répétées en raison de la proximité de l'axe forézien, les forages des régions centrales -Chalain, Montrond, Ponsins- révèlent de grandes alternances entre matériel fin ou grossier.

Pour conclure à propos de l'âge des différentes parties de l'accumulation forézienne, il me paraît logique d'insister, parce que l'on dispose de jalons extrêmes identiques à ceux des autres fossés : paléoaltérations de l'Eocène moyen et/ou supérieur à la base, Oligocène terminal au sommet, sur les ressemblances qui unissent le Forez aux autres portions du "Rift ouest-européen". Il y a de fortes probabilités pour que la sédimentation paléogène du Forez soit passée par les grandes étapes qui ont été reconnues dans le couloir séquano-rhodanien et qui le seront dans la Grande Limagne. La subdivision en trois séquences que P. LARQUE a proposée pour le sondage MOB 1 [1981, p. 29] ou celle qui s'esquisse sur le sondage MOB 4 de Chalain-le-Comtal pourrait correspondre très exactement aux trois grandes phases classiques : Eocène supérieur -bien que l'épisode ludien accompagné d'une forte subsidence et du dépôt d'argiles illitiques (argiles plastiques indurées de la base de MOB 4 ?) n'y ait pas encore été identifié-, Stampien et Oligocène supérieur. Seule une étude palynologique précise sur des sondages carottés, dont la plupart restent à faire -les sondages MOB de la COGEMA sont le plus souvent "en destructif"- lèvera l'incertitude. Nous allons rencontrer une situation très voisine en Roannais.

c - LE BASSIN ROANNE-DIGOIN :

Il s'agit certainement du plus mal connu des fossés "oligocènes" du Massif Central ; délaissé par les géographes, qui ne l'ont jamais pris pour sujet d'un travail important, il n'a guère plus intéressé les géologues. C'est pourtant la pièce maîtresse du rift ligérien.

Ces circonstances m'ont amené à particulièrement travailler sur cette région en compagnie de mes étudiants. Trois mémoires ont été réalisés sur ce bassin : A. LESVIGNES [1977] s'est intéressée à la partie orientale du Roannais, en rive droite de la Loire ; M. MAREL [1977] a analysé le système des terrasses de la Loire et les sédiments tertiaires dans lesquels il s'inscrit ; J. H. GREGOIRE [1978], enfin, a analysé les formes et les dépôts de la région de Digoin. Je dois d'ailleurs ajouter que deux autres étudiants, D. BARBERO et G. MASSIP, qui n'ont pas été jusqu'à la rédaction mais ont effectué travaux de terrain et de laboratoire, m'ont apporté une aide précieuse pour l'étude des régions occidentales du fossé. Grâce au travail commun, heureusement complété par les renseignements obtenus auprès de la COGEMA sur la structure profonde, je proposerai ici une première et courte synthèse.

Le bassin Roanne-Digoin possède plusieurs différences importantes par rapport au Forez.

- Comme son nom composé l'indique, il n'a pas la forte unité du Forez : il est formé de deux secteurs, bien distincts aujourd'hui dans la topographie. La zone d'affleurement des terrains paléogènes, qui atteint presque vingt kilomètres d'Ouest en Est à hauteur de Charlieu, se resserre brutalement à moins de 15 kilomètres, en raison de la présence du bombement du Brionnais responsable de l'affleurement de séries mésozoïques, avant de s'élargir à nouveau jusqu'à atteindre plus d'une trentaine de kilomètres dans sa partie septentrionale. Le phénomène est tout entier commandé par des changements dans la position de la limite orientale ; à l'Ouest, le contact socle-Tertiaire s'aligne suivant une direction subméridienne N 160 E parfaitement rigide.
- L'opposition entre les rebords ouest et est du bassin permet de souligner une seconde particularité : sa dissymétrie ; son plancher est fortement basculé d'Est en Ouest.

Il convient, du reste, de dresser pour commencer un tableau de l'organisation du fossé (fig. 81).

Les sondages ont permis de déceler une structure assez simple. L'élément principal en est une grande fosse parallèle à la faille occidentale. Elle prolonge très exactement l'ombilic du Forez de l'autre côté du seuil de Neulise. Les géologues de la COGEMA l'ont baptisée "fosse d'Urbise", du nom de la localité située à l'aplomb de sa plus grande profondeur, soit environ un millier de mètres. Sa longueur est d'une trentaine de kilomètres, pour une largeur moyenne de six à sept kilomètres. Symétriques en face du Brionnais, les deux rebords de la fosse sont eux-mêmes dissymétriques en Charollais et en Roannais, où le flanc oriental remonte de manière beaucoup plus lente et régulière que le flanc occidental.

La "fosse d'Urbise" connaît, à son extrémité nord, un sensible changement de direction. A l'approche du haut-fond "môle du Donjon" qui s'aligne sur le très important accident Aigueperse-le Creusot, orienté N 50 E, elle modifie peu à peu sa direction jusqu'à lui devenir pratiquement parallèle (fig. 81). Dans ce secteur, sa profondeur se réduit : elle ne dépasse pas 700 mètres.

Le "môle du Donjon" ramène les terrains primaires, constitués ici par du Permien, à moins de 200 mètres de profondeur. Il sépare l'extrémité septentrionale de la "fosse d'Urbise" d'un autre creux structural : la "fosse de Beaulon" qui coïncide avec la partie la plus déprimée de la Limagne bourbonnaise. Il existe ainsi une nette interruption entre le "rift de la Loire" et celui de l'Allier.

Les volumes de sédiments contenus par le bassin Roanne-Digoin peuvent être estimés à un peu moins de 400 km³ : 250 km³ pour la fosse principale et 140 km³ pour les secteurs modérément effondrés, "môle du Donjon" et paliers orientaux.

Du point de vue stratigraphique, les séries régionales sont d'autant moins bien connues qu'elles n'affleurent pas ou mal : elles sont masquées par une couverture alluviale grossière, plus ou moins récente, particulièrement étendue (fig. 81). La faible altitude actuelle du bassin et l'encaissement limité du réseau hydrographique ont achevé de rendre très difficile l'étude du substratum. On ne rencontre des coupes dignes de ce nom qu'en Roannais, où l'exploitation de certaines assises tertiaires pour l'industrie locale de la briqueterie offre aux géologues leurs principaux points d'observation. Les sondages deviennent, dans ces conditions, des auxiliaires indispensables.

Le premier enseignement de la quinzaine de forages profonds réalisés par la COGEMA est malheureusement négatif. Ils montrent que les faciès grossiers ou fins, chacun dans leur secteur, se sont maintenus avec une grande constance tout au long du Paléogène supérieur, tant et si bien qu'il est assez délicat d'introduire des coupures au sein des colonnes sédimentaires. Les géologues de la COGEMA ont utilisé cependant un certain nombre de repères plus ou moins étendus à l'ensemble du bassin. Ils ont pu, tout d'abord, opposer sans trop de difficulté une série inférieure à dominante marneuse et une série supérieure, toujours carbonatée, mais plus riche en sables (les logs schématisés de la figure 81 indiquent la position de la coupure). La distinction est d'ailleurs simplifiée par l'existence d'un mince banc calcaire couronnant les dépôts inférieurs, tandis que des sables marquent presque partout le mur des couches supérieures. Ce n'est pas toutefois à ce niveau que les sables ont connu leur plus grande extension ; on retrouve en position intermédiaire dans le corps supérieur un niveau épais de quelques mètres qui permet de le diviser à son tour en deux strates. Il reste bien sûr beaucoup à faire pour parvenir à une vision claire de la stratigraphie de ces terrains.

- D'une part, le corps le plus important -celui des marnes inférieures- qui atteint parfois 800 mètres d'épaisseur, n'a pas pu être subdivisé de façon franche et indiscutable

- d'autre part, le contenu micropaléontologique de ces sédiments n'a pas été étudié. Il n'existe par conséquent aucun moyen de les situer dans l'échelle stratigraphique.

Le fossé Roanne-Digoin a pourtant livré quelques fossiles. Ceux-ci concernent les dépôts paléogènes qui affleurent dans sa partie méridionale. Les difficultés du raccord entre couches de surface et couches profondes interdisent, toutefois, d'en tirer des conclusions assurées sur la stratigraphie des niveaux traversés par les sondages.

Au Sud-Est du bassin, j'ai décrit dans le chapitre précédent un matériel granulométriquement et pétrographiquement hétérogène, des argiles sableuses à silex déposées d'après moi au "Bartonnien" au sens large -voir page 323-. Ces niveaux passent, en rive droite de la Loire, à des argiles sableuses et à des sables argileux dont la coloration est de moins en moins vive -coupes de la région de Perreux notamment [A. LE GRIEL et A. LESVIGNES, 1980, pp. 25-27]-. L'interruption dans les affleurements créée par la vallée de la Loire et ses terrasses empêche de connaître les relations exactes qu'entretiennent ces argiles, à fraction grossière contenant des silex, avec les terrains oligocènes de rive gauche, où l'on ne rencontre plus de silex, sauf très localement à proximité de Briennon. A l'Ouest de la Loire, les coupes occasionnelles ou les vastes carrières d'argile à tuile du Nord de Roanne permettent d'observer des alternances de lentilles d'argiles et de sables caractéristiques des plaines d'inondation. La fraction la plus grossière visible dans les faciès de chenaux est formée par de petits galets de quartz ou de roches cristallines. Deux explications peuvent rendre compte de la disparition des fragments de silex.

- Soit, appartenant aux premières couches soumises à l'altération, ils avaient été déblayés avant le début de l'Oligocène. Dans cette hypothèse, les terrains à silex de la rive droite de la Loire dateraient de l'Eocène supérieur et seraient antérieurs à ceux de la rive gauche, déposés au Stampien.

- Soit la disparition des silex n'a pas de signification chronologique. L'absence de ces gros galets s'explique, en effet, de façon parfaitement logique dans les parties distales de la cuvette sédimentaire, où les courants fluviaux n'ont pas été assez puissants pour les entraîner. La fraction grossière des terrains de rive gauche atteignant au maximum 4 à 5 centimètres de grand axe alors que les silex de cette taille sont l'exception, il se pourrait fort bien que les dépôts occidentaux prolongent ceux visibles à l'Est autour de Perreux.

Pour tenter de résoudre ce problème, j'ai effectué avec l'aide de M. N. LE COUSTOMER et de G. LATREILLE une analyse un peu plus précise des sédiments. Le matériel de Perreux ne tranche pas par rapport à celui de l'Ouest au niveau de la fraction sableuse : les feldspaths abondent et l'emportent en général sur le quartz -60 à 70 % des minéraux légers-. Le fait n'a cependant rien d'étonnant puisque ce sont des microgranites très riches en phénocristaux de feldspath qui forment le substratum des plateaux environnants. Les minéraux lourds confirment la nature microgranitique des roches mères, avec un spectre formé à plus de 90 % de zircons, ils reflètent la monotonie des séries qui ont alimenté la sédimentation. Seule la fraction argileuse dénote une évolution : on assiste d'Est en Ouest à une lente décroissance de la kaolinite -qui passe de 70 à 30 %- à une augmentation des smectites -0 à 40 %-, le pourcentage d'illite -20 à 45 %- variant de façon sensible mais désordonnée. On ne dispose, pour différencier les niveaux qui affleurent de part et d'autre de la Loire, que des changements intervenus dans la nature des argiles. Après les constatations faites à propos des séries foréziennes, interpréter le phénomène est très délicat. Rien n'interdit de reconnaître dans ces résultats l'effet d'une variation latérale de faciès : la kaolinite, remaniée de niveaux inférieurs ou de sols plus lessivés en bordure de la cuvette de sédimentation, cédant la place vers l'intérieur à des minéraux transformés par le confinement du milieu. Il ne faut pas pourtant se hâter de conclure trop vite à des données rigoureusement identiques à celles du Forez, car il existe une différence majeure entre les deux situations : il est acquis que les terrains présents en surface, au centre et à l'Est du Roannais, n'appartiennent pas au sommet de l'accumulation oligocène.

Les schémas que j'ai successivement proposés de la structure du Forez [A. LE GRIEL, 1975, 1984] avaient en commun d'envisager une remontée des couches vers le Sud. Ils s'appuyaient sur un des traits les plus fréquents des fossés oligocènes : un déplacement dans le temps du domaine concerné par la subsidence. La réalité d'un tel processus est prouvée pour le fossé d'Alès, nous le retrouverons dans certains secteurs des limagnes de l'Allier. Les raisons précises qui m'ont conduit à réviser ma position dans le cas de la "plaine" de Montbrison ont été exposées plus haut. La tendance à un élargissement des structures effondrées et le caractère transgressif de la sédimentation qui en est résultée, a abouti, dans plusieurs bassins, à recouvrir la presque intégralité des séries plus anciennes. Le Roannais n'appartient pas à cette catégorie, l'ampleur de sa dissymétrie amène, comme dans la région d'Alès, les couches intermédiaires ou les couches de base à apparaître sur la bordure la plus faiblement inclinée. Les découvertes paléontologiques faites par C. DEPERET [1912] et ses élèves [F. ROMAN et Y. BOUCHER, 1936] le démontrent.

Plusieurs fossiles de Mammifères ont été retrouvés, au début de ce siècle, dans diverses carrières d'argiles à tuile des environs de Roanne.

- A Briennon, une arrière-molaire inférieure, rapprochée de *Entelodon magnum* des calcaires de Ronzon par C. DEPERET, a été extraite d'argiles -illite 43 %, kaolinite 37 %, interstratifiés illite-smectites 20 %- situées un peu au-dessus du cours actuel de la Loire sur la retombée méridionale du "bombement" du Brionnais, à quelques centaines de mètres du lieu d'affleurement des calcaires mésozoïques (fig. 81).

- C'est seulement une trentaine de mètres plus haut en altitude, mais à deux kilomètres de distance plus en avant dans le bassin -d'où plus d'une centaine de mètres de décalage dans la colonne

sédimentaire si, comme on peut le penser, les couches plongent avec un pendage au moins égal à celui visible sur les calcaires bajociens de la région de Marcigny-, qu'a été découverte la faune dite "de la Bénissons-Dieu" (fig. 81). D'après C. DEPERET elle comprend "un *Anthracotherium* de très grande taille comparable à l'espèce de Bumbach -*A. Bumbachense*- et un *Acerotherium* rapproché de *A. filholi*". F. ROMAN y a déterminé par la suite *Acerotherium albigense*, *Dolichochoerus sp.*, *Lophiomertix challanati*, *Prodremotherium sp.* et *Bachitherium* insigne ; par comparaison avec les faunes de Suisse et du Sud-Ouest de la France, il a conclu que l'âge des argiles de la Bénissons-Dieu était "stampien inférieur" [1936, p. 8]. J'ignore le niveau précis d'où la faune a été extraite. Dans les grandes carrières abandonnées, à l'Est du village, apparaissent des argiles rouges plus ou moins sableuses. Celles-ci ont fourni à M. N. LE COUSTOMER un spectre dominé par la kaolinite -43 %- associée aux smectites -37 %- et à l'illite -20 %-. Les sables offrent les caractères déjà mentionnés : forte représentation des feldspaths -50 % du stock-, abondance du zircon dans les minéraux lourds. En raison de leur degré d'oxydation, les argiles sableuses visibles aujourd'hui ne possèdent pas les qualités requises pour avoir permis la conservation de fossiles ; elles représentent vraisemblablement un horizon différent de celui daté par la faune de Mammifères, mais très certainement peu éloigné en distance verticale.

- Dans les carrières de Mably, C. DEPERET a enfin recueilli "des os, des membres et une partie antérieure de palais... d'un *Anthracotherium* de taille moyenne comparable aux plus forts *Anthracotherium* des phosphorites, plus petit que celui de la Bénissons-Dieu". Cette différence de taille ne lui a pas paru suffisante pour introduire une différence d'âge entre les assises fossilifères de Mably et de la Bénissons-Dieu, rapportées l'une et l'autre à la moitié inférieure du Stampien [1912, p. 1131].

Je n'ai aucune compétence en matière de paléontologie, dont C. DEPERET a été l'un des maîtres les plus brillants ; il me paraît malgré tout curieux de conclure, à partir de cette seule pièce et contre, me semble-t-il, la logique de distribution des couches, à un synchronisme dans le dépôt des niveaux de la Bénissons-Dieu et de Mably. L'*Anthracotherium* de Mably a été extrait des argiles sableuses à smectites dominantes -35 à 50 %- qui affleurent de part et d'autre de la Nationale 7. Elles se sont déposées dans une zone interne du bassin, puisqu'elles se trouvent à faible distance des faciès carbonatés -marnes très riches en smectites -60 à 80 %- de S^t-Romain-la-Motte-, qui signale le centre de la cuvette sédimentaire. Il existe sans doute plus de 4 à 500 mètres de terrains paléogènes dans ce secteur, le dernier chiffre cité étant celui obtenu par le sondage de Noailly, situé quatre kilomètres plus au Nord, dans une position similaire par rapport à l'axe du bassin (fig. 81). Parce que les couches remontent au contact du bombement du Brionnais qui semble avoir joué à plusieurs reprises, y compris au Néogène [A. LE GRIEL, 1981], il est pratiquement impossible d'admettre un âge similaire pour les sédiments de la Bénissons-Dieu et de Mably. Ces derniers ont, à mon avis, les plus grandes chances d'être oligocènes supérieurs.

Avant d'exposer dans le détail mon point de vue, je crois utile de signaler qu'il ne s'oppose pas aux conclusions strictement paléontologiques auxquelles conduisent les découvertes de C. DEPERET. Dans sa thèse, consacrée à la "révision de la faune de Mammifères oligocènes d'Auvergne et du Velay" [1951], R. LAVOCAT a précisé à propos du genre *Anthracotherium*, qu'il était souvent très difficile d'attribuer un nom à ces fossiles car les critères de classification possible ne s'accordaient pas toujours entre eux. Il a ainsi indiqué que par certains fragments -métatarsien gauche- l'*Anthracotherium* de la Bénissons-Dieu paraissaient "à peu près identique par ses proportions" à celui retrouvé à Cournon-d'Auvergne dans un gisement d'âge oligocène supérieur [1951, p. 130]. Cette réflexion de R. LAVOCAT est très importante : elle signifie, à mes yeux de néophyte, qu'il est impossible à partir des seules constatations opérées par C. DEPERET, de situer dans l'échelle stratigraphique avec précision les pièces retrouvées à Mably. L'âge oligocène supérieur supposé des sédiments en question repose d'abord, selon moi, sur la logique de distribution spatiale des faciès.

Les argiles et sables de Mably paraissent appartenir, avec les marnes du centre et les argiles sableuses conglomératiques qui jalonnent la bordure occidentale de la plaine, à un même système de dépôt. On retrouverait, ici, un milieu très semblable à celui qui a été décrit dans le Forez, avec une cuvette centrale où décantaient les argiles et précipitaient les carbonates, une plaine alluviale périphérique aux matériaux plus ou moins grossiers. S'il est inutile de revenir sur les conditions de dépôt à l'Est, il est nécessaire d'évoquer le contexte dans lequel sont apparues les formations occidentales.

Au pied des monts de la Madeleine, de belles coupes réalisées le long de la départementale 8 montrent la nature du substratum sur parfois 4 à 5 mètres de haut. Il s'agit de sables argileux aux teintes oxydées ou de niveaux plus argileux, en général verdâtres, les uns et les autres emballant des galets peu émoussés ou des blocs de roches, dont quelques-uns dépassent le mètre cube. Une étude de la pétrographie de la fraction grossière des conglomérats aboutit, à l'exemple des données recueillies pour toutes les autres formations oligocènes de ce type, à situer l'origine du matériel dans un bassin-versant très court, de trois à quatre kilomètres de largeur au maximum. On peut vérifier le fait lorsqu'on a affaire à un brutal changement dans la lithologie du versant, ce qui se produit ici avec l'apparition du granite des monts de la Madeleine, à l'Ouest de la faille de S^t-Rirand ; comme ce granite n'a pas fourni d'éléments aux conglomérats, de Renaison à S^t-Haon-le-Chatel, il est certain qu'il n'occupait pas une position dominante sur la bordure du bassin. En raison de l'étendue du microgranite dans l'arrière-pays, les sables sont largement dominés par les feldspaths -70 à 90 %-, pour les minéraux légers, et par les zircons -99 %-, pour les minéraux lourds. Les smectites constituent le principal composant de la fraction argileuse : bien cristallisées, elles forment 45 à 65 % des niveaux de granulométrie fine -faciès de plaine d'inondation-. Dans les lentilles plus sableuses, la kaolinite peut parfois devenir majoritaire : son pourcentage varie entre 20 et 50 %. L'illite enfin est toujours présente, mais en faible

quantité -10 à 20 %-. Ces caractères placent les couches de l'Ouest roannais en position intermédiaire, sur le plan de la minéralogie des phyllites, entre les argiles sableuses orientales et les marnes du centre. Considérés dans leur ensemble, ces résultats s'harmonisent parfaitement ; ils permettent de reconstituer un milieu de sédimentation où les apports détritiques changeaient en fonction de la structure dissymétrique du fossé :

- apports hétérométriques faiblement évolués, marqués par le confinement au pied des failles actives,
- matériel plus évolué, mieux trié et indiquant un milieu sédimentaire nettement plus ouvert sur les marges flexurées,
- matériel fin et confiné dans la partie centrale du système, où la précipitation de la charge dissoute ne s'est toutefois pas réalisée dans des conditions idéales.

L'hypothèse d'une coexistence de ces milieux dans le temps ne repose pas uniquement sur l'aspect complémentaire des faciès. Elle s'appuie aussi sur les relations dans l'espace qui semblent unir les couches en question. La juxtaposition de nombreuses petites coupes de terrain et surtout l'étude des sondages réalisés il y a une vingtaine d'années par le C.E.A. dans la région de St-André-d'Apchon -j'ai pu en voir quelques carottes déposées à la mairie de cette commune- ne laissent aucun doute sur les relations qui unissent, à l'Ouest, formation conglomératique et niveaux marneux. Ils s'interstratifient les uns dans les autres sous forme de corps sédimentaires de plusieurs mètres d'épaisseur, correspondant à de notables variations de la limite des deux milieux. Il est plus délicat de retrouver le phénomène à l'Est : les changements de granulométrie s'y réalisent avec plus de nuances et l'on ne dispose pas de sondage pour le vérifier. Il m'étonnerait, cependant, que l'on ne retrouve pas ici une situation similaire à celle que j'ai pu observer sur les carottes du sondage de Chalain-le-Comtal dans le Forez [A. LE GRIEL, 1975, p. 24, et surtout p. 33, photo 4] : à savoir la présence dans les niveaux marneux ou argileux de petits lits sablo-graveleux révélant la trace extrême des courants fluviaux dans la zone palustre ou lacustre centrale.

Pour conclure à l'âge oligocène supérieur de ces horizons, le problème est en réalité moins de corréliser entre eux les sédiments du Roannais, ce qui ne fait pour moi aucun doute, que de les rattacher aux grandes séries repérées en sondage par les géologues de la COGEMA. En première approximation, le lien n'est pas évident entre les terrains parfois très grossiers du Roannais et les sédiments nettement plus fins recoupés par les sondages. Il n'y a, par exemple, pas de points communs entre les argiles sableuses à blocs de St-André-d'Apchon et les marnes gris beige traversées par les deux cents premiers mètres du sondage CGM 8, implanté à deux kilomètres à l'Ouest - Nord-Ouest de St-Forgeux-Lespinasse. Sans vouloir affirmer un synchronisme parfait, je crois pourtant que les unes et les autres appartiennent à la même génération. Des variations dans l'extension des faciès se sont produites, les marnes ayant tendance à élargir leur aire de sédimentation au détriment des séries détritiques dans la partie médiane du fossé. La continuité remarquable dans la nature des couches visibles à l'Ouest de Roanne, depuis Pouilly-les-Nonnains jusqu'au lieu d'implantation de CGM 8 (fig. 81), l'identité des minéraux argileux contenus -75 à 80 % de smectites- plaident pour leur appartenance à un seul épisode. Les niveaux plus grossiers de la terminaison méridionale du bassin traduisent simplement le débouché de cours d'eau et l'arrivée d'une forte charge en saltation dans la zone de subsidence. Il convient, du reste, de remarquer que ce secteur n'a pas été le seul à voir se réaliser un tel phénomène : à l'extrême Nord du bassin, la région du Donjon a vu se déposer, sans doute au même moment, des alluvions sableuses (sondage CGM 9).

Par comparaison avec les résultats obtenus dans la Limagne bourbonnaise, les géologues de la COGEMA ont proposé de rattacher le niveau le plus élevé de l'ensemble supérieur du fossé Roanne-Digoin à l'unité 4 de Limagne, c'est-à-dire à l'Oligocène supérieur. Personnellement c'est tout l'ensemble supérieur que je rattacherai à cette période. J'ai en effet tendance à penser que, dans ce bassin, comme en Bresse ou dans le Forez, la principale rupture paléogéographique, avec un brutal rejeu des failles bordières et un net élargissement de l'aire de dépôt, s'est produite à la jonction entre le Stampien supérieur et l'Oligocène terminal. Quoi qu'il en soit, la discussion sur le découpage stratigraphique précis des séries roannaises ne cessera que le jour où les chercheurs disposeront, comme en Limagne, d'un étalonnage paléontologique des grands sondages -palynologie-. Dans l'attente de données fiables, on peut seulement conclure en soulignant que la logique de l'analyse à petite et à moyenne échelle amène à croire à une participation effective de toutes les phases classiques de la sédimentation "oligocène" aux dépôts du Roannais.

d - LES LIMAGNES DE L'ALLIER :

Ce développement concernera l'ensemble des bassins directement drainés par l'Allier, de la région de Brioude au Bourbonnais, mais aussi ceux parcourus par des affluents importants et, plus ou moins indépendants, du rift : "golfe" d'Ebreuil, "pays" des Couzes, fossé d'Ambert, et région de Paulhaguet.

Les limagnes de l'Allier constituent aujourd'hui les compartiments effondrés paléogènes du Massif Central les mieux connus. Bien qu'elles n'aient pas encore livré tous leurs secrets, la masse de connaissances accumulées à leur sujet pourrait facilement être utilisée, à elle seule, pour réaliser une synthèse sur l'évolution paléogéographique du socle pendant la première partie du tertiaire. Face aux nombreux travaux effectués par les spécialistes, établir un compte rendu centré sur les préoccupations des géomorphologues représente une tâche difficile ; on est souvent tenté de trop en dire, ce qui n'éclaircit pas l'exposé et éloigne en définitive du but fixé. J'essayerai donc d'aller à l'essentiel.

1°) LES STRUCTURES :

Les structures des limagnes de l'Allier ont fait l'objet, dans les trente dernières années, de deux séries d'investigations : avant d'attirer l'attention des prospecteurs d'uranium, certaines portions d'entre elles -la Grande Limagne principalement- avaient été dans un premier temps explorées par les sociétés pétrolières. Les grandes lignes du canevas structural appartiennent donc aux faits bien établis.

La figure 82 propose un schéma à petite échelle des secteurs central et septentrional. Les complications de l'architecture des effondrements paléogènes y apparaissent avec netteté : le dessin actuel des limagnes ne correspond pas à celui des parties les plus affaissées. Les grandes fosses occupent un espace plus petit au coeur du système. Sur leurs bordures de vastes panneaux de socle, appelés "bordiers" par les prospecteurs, forment des paliers intermédiaires entre les creux structuraux et les plateaux cristallins actuels. La surface de ces panneaux n'est jamais horizontale, elle est hachée par la tectonique et s'incline en général vers l'axe du rift. On retrouve ainsi des données similaires à celles observées en Forez et en Roannais. Contrairement à ce qui se passait dans les diverses sections du rift ligérien, on doit remarquer une orientation différente entre la direction majeure subméridienne des limagnes et la disposition des fosses : les deux plus importantes s'organisent sur des accidents varisques. La comparaison avec la Bresse vient immédiatement à l'esprit ; l'opposition entre la disposition d'ensemble et la disposition de détail y est toutefois moins systématique. Nous décrivons le système du Nord au Sud.

La fosse du Bourbonnais, ou de Moulins, constitue l'élément le plus septentrional (fig. 82). C'est une sorte de trapèze rectangle délimité à ses deux extrémités par les cours de l'Allier et de la Loire, les bases étant constituées par les accidents de Moulins, au Nord, et de Beaulon, au Sud. Longue de quarante kilomètres, large d'une vingtaine, elle est orientée N 55 E. Son plancher antétertiaire, qui comprend au NE des couches mésozoïques, se tient constamment à plus de 700 mètres sous le niveau du sol. Les plus fortes profondeurs -un peu plus de 1 000 mètres- se rencontrent sous la confluence Loire-Besbre.

Deux importants "bordiers" encadrent la fosse du Bourbonnais : au Nord de la faille de Moulins, le socle se rencontre à moins de 300 mètres ; il remonte ensuite très régulièrement et finit par apparaître au-delà de Dornes. Au Sud, une situation identique se reproduit, mais il n'existe pas de limite aussi nette entre la fosse et le "bordier" méridional, plusieurs accidents, dont celui de Beaulon, rehaussent le soubassement primaire qui vient affleurer dans la région d'Isserpent.

La seconde portion du rift est très différente : sa structuration, conforme à petite et moyenne échelle, est subméridienne ; l'organisation est marquée par une très nette symétrie (fig. 82). Le "sillon" de Vichy, séparé de la fosse bourbonnaise par le seuil de Varennes-sur-Allier et de la fosse de Clermont-Ferrand par celui de Randan, en constitue l'axe central. Sa profondeur s'accroît en allant vers le Sud où elle atteint 1 600 mètres ! L'ombilic se place du reste exactement sur la ligne de passage de la faille Aigueperse-le Creusot. Deux longs accidents méridiens, dits de Créchy à l'Est et de St-Pourçain à l'Ouest, l'encadrent ; ils ne délimitent pas des "bordiers" aussi réguliers que ceux du Bourbonnais. Le palier oriental est interrompu par une zone haute triangulaire, située exactement dans le prolongement des monts du Forez et des Bois Noirs : le horst de St-Germain-des-fossés. Le "bordier" occidental occupe une position de gradin entre les failles de St-Pourçain et de Gannat. Son plancher ne remonte pas régulièrement vers les bordures, car il est affecté de plusieurs et importantes irrégularités : seuils de la Sioule et d'Aigueperse, "bassin" de Gannat. Le petit golfe sédimentaire d'Ébreuil, qui lui est contigu, est indépendant. Les sédiments y sont épais de 150 à 200 mètres. On peut y voir l'équivalent du golfe d'Isserpent, ce qui achève de donner une impression de symétrie à l'organisation de cette partie du rift.

La Limagne de Clermont-Ferrand est l'élément le plus important par la taille et la profondeur. Son originalité par rapport aux deux premières régions étudiées concerne le faible développement des panneaux latéraux. Ils se limitent ici à la "plate-forme" d'Aigueperse, prolongement du bordier occidental, et à la "banquette" de Billom (fig. 82). La première est très bien marquée au-dessus de la fosse de Riom, dont elle est séparée par la faille d'Aigueperse ; la seconde est beaucoup moins évidente en raison du relèvement régulier du socle depuis la fosse de Riom jusqu'à la Comté.

Le caractère remarquable de la Limagne de Clermont tient aussi à sa partie la plus déprimée, sorte de parallélogramme dont les grands côtés seraient orientés N 60 E. Elle rappelle par sa direction la fosse bourbonnaise, mais elle est nettement plus dissymétrique et son unité est moins bien assurée. On y reconnaît plusieurs creux interrompus par des seuils (fig. 82). A l'Ouest, la fosse de Riom, avec près de 3 000 mètres de sédiments paléogènes, se prolonge au Sud, au-delà du seuil de Cournon -1 000 mètres de profondeur-, par le "sillon" de Veyre-Monton -1 300 mètres-. A l'Est de la fosse de Riom, le seuil de Martre -1 000 mètres- isole la fosse de Maringues -1 500 mètres-. Celle-ci est elle-même séparée de la fosse de Thiers -1 300 mètres- par le seuil de Lezoux -600 mètres- sorte d'éperon qui se détache du "bordier" sud-oriental.

L'apparition du socle dans l'axe des limagnes, pour la première fois depuis le bourbonnais septentrional, constitue un événement structural. On ne peut manquer de constater, à l'échelle de l'ensemble du Massif Central, que la ligne N 60 E, qui jalonne la réapparition du socle de Courpière à Champeix, s'aligne sur un accident qui passe successivement par le coeur du strato-volcan des Monts Dore, la limite nord des monts du Forez, le seuil de Neulise et la partie la plus élevée des monts du Beaujolais. Malgré la continuité des

affleurements le long des deux sillons, sous la montagne de Perrier et sous les pointements de la Comté, avec encore au moins deux cents mètres de sédiments présents sous les points les plus bas de la topographie -renseignements apportés par les sondages COGEMA-, la coupure est nette entre la Limagne de Clermont et la Limagne d'Issoire.

Encadrée par les seuils de S^t-Yvoine et de Brassac-les-Mines, la "Petite Limagne" représente un élément assez particulier du rift de l'Allier. La forme triangulaire de la zone affaissée marque la transition entre les directions varisques et les directions armoricaines, les premières commandent les limites septentrionale -N 70 E- et orientale -N 20 E-, la seconde apparaît, au Sud-Ouest, dans le Lembron -N 130 E-.

Je n'ai pas eu connaissance de sondages profonds permettant de situer le socle sous la Limagne d'Issoire. Une épaisseur maximale de 6 à 700 mètres me paraît être un chiffre raisonnable. J'ignore a fortiori la configuration exacte du fossé. Il existe, cependant, une dissymétrie évidente entre le rebord sud-ouest où le socle plonge de façon monoclinale et les deux autres côtés du triangle. A partir de là, j'aurai tendance à situer la profondeur maximale sous l'Allier, à proximité d'Issoire.

Une dernière remarque doit être faite au sujet des relations entretenues par les actuelles bordures du bassin et la sédimentation paléogène. Des dépôts sont partout présents sur les plateaux périphériques. De minces placages se rencontrent à l'Est, en Bas-Livradois, mais, dans le Pays des Couzes, ce sont parfois plusieurs dizaines de mètres de terrains paléogènes que les édifices volcaniques ont protégés. On peut se demander si dans tous ces secteurs on n'a pas affaire à de véritables "bordiers" du type de ceux reconnus en Grande Limagne ou en Limagne bourbonnaise. Dans cette optique, il faudrait considérer que, déjà moins affaissés à l'Oligocène, ils auraient été postérieurement relevés et en partie exhumés de leur couverture sédimentaire.

Le fossé de Brioude achève, au Sud-Est de la Petite Limagne, le rift de l'Allier. Contrôlées par des directions armoricaines ses deux limites actuelles s'inscrivent du reste, à quelques nuances près -N 150 E contre N 130 E-, dans le prolongement du Lembron. Profond d'environ 400 mètres sous le cours de l'Allier, le fossé est très nettement dissymétrique, son plancher plonge du Sud-Ouest au Nord-Est ; les failles limitrophes du côté Livradois ayant des rejets supérieurs aux accidents du Sud-Ouest, plus nombreux et relayés par le pendage.

Les bas plateaux de la Margeride, affectés de nombreuses petites dépressions triangulaires ont, à mon avis, participé à une évolution structurale et morphologique semblable à celle du Pays des Couzes. Ils faisaient partie, au Paléogène, de la zone affaissée et ils ont été déblayés ultérieurement de leurs sédiments. Le travail de l'érosion différentielle a été facilité, dans ce secteur, par l'absence de matériel volcanique protecteur. A l'extrême Sud-Est, le petit bassin de Paulhaguet donne une idée de l'ampleur du phénomène et permet de supposer que, s'il n'y a pas eu continuité de sédimentation entre les Limagnes de l'Allier et la région du Puy, le seuil intermédiaire devait être à coup sûr peu étendu.

Le fossé d'Ambert est pour plusieurs raisons un élément à part dans l'ensemble des limagnes du Massif Central. Son isolement entre Livradois et Forez, le long du cours moyen de la Dore, et sa direction franchement méridienne, sans lien avec d'autres accidents, soulignent son originalité dans le canevas structural paléogène. C'est une longue -25 kilomètres- et étroite -5 kilomètres au maximum- structure, de dessin particulièrement simple. Les sondages que vient d'y effectuer la COGEMA ont pourtant révélé une organisation de détail complexe, conforme à celle que nous avons rencontrée dans les précédents bassins. Les plus fortes épaisseurs de sédiments ont été traversées dans la partie la moins large, au Nord, le maximum étant de 350 mètres dans un forage situé un kilomètre au Sud-Est d'Ambert, à proximité de la grande faille du Forez. Un premier seuil ferme à hauteur de Marsac-en-Livradois la "fosse" septentrionale. Orienté N 30 E, le seuil en question est facile à repérer puisque la portion de socle qui affleure de part et d'autre de Riols, dans le fond de la dépression, constitue son amorce avant de s'enfoncer sous les sédiments, en direction du Nord-Est, de façon régulière -50 mètres de sédiments à Marsac, 100 mètres à proximité de Brugaillles-. La moitié méridionale du fossé, qui est la plus large mais aussi la moins profonde, est structurée suivant le même schéma ; le plancher hercynien s'abaisse vers le Nord-Est -épaisseurs maximales de sédiments 100 à 200 mètres- et est accidenté par deux nouveaux seuils orientés SSW-NNE : les Cours-Chadernolles et Arlanc-Beurières. A une échelle différente, le fossé d'Ambert présente donc une organisation tout à fait similaire à celle de la Bresse.

Grâce à la précision des données disponibles aujourd'hui, il est possible d'avancer un chiffre des volumes de sédiments accumulés au sein des fossés de l'Allier. Ils représentent, d'après mes calculs, un peu moins de 3 000 km³ ; le tableau suivant montre le détail des estimations :

Bourbonnais	660 km ³
Région de Vichy et annexes	215 km ³
Limagne de Clermont	1835 km ³
Petite Limagne	70 km ³
Fossé de Brioude	40 km ³
Annexes des Limagnes du sud	
(Pays des Couzes, Paulhaguet, etc...)	30 km ³
Fossé d'Ambert	<u>15 km³</u>
Total	2865 km ³

Les limagnes de l'Allier ont ainsi recueilli une masse de dépôt plus de trois fois supérieure à celle recensée dans les bassins ligériens -environ 800 km³-. Cette différence tient surtout à deux faits : le caractère large et continu du rift auvergnat et le rôle bien particulier joué par l'effondrement clermontois. Les fosses de Grande Limagne -fossés de Riom et de Maringues, sillons de Veyre-Monton et de Vichy-, avec des épaisseurs de sédiments comprises entre 1 300 et 3 000 mètres, contiennent une quantité de matériaux comparable à celle du fossé bressan, pour une superficie nettement plus petite ! A ce propos, on doit noter que les produits détritiques parvenus dans les bassins ont été nettement plus importants en Limagnes puisque les évaporites, qui représentaient la moitié des 1 800 km³ de l'accumulation bressane, se limitent à la seule fosse de Riom et dépassent à peine en volume une vingtaine de kilomètres cubes.

2°) LA STRATIGRAPHIE DES TERRAINS "OLIGOCENES" :

Elle a fait l'objet de recherches assez précoces ; l'admirable travail consacré par J. GIRAUD dès le début du siècle [1902] aux sédiments de Petite et Grande Limagne en apporte la démonstration. Je ne m'attarderai pas à détailler les résultats obtenus par J. GIRAUD, parce qu'ils ont été réalisés à une échelle différente de celle utilisée dans le présent paragraphe, mais il est indispensable de préciser qu'ils conservent tout leur intérêt sur le terrain.

La stratigraphie du Paléogène d'Auvergne a bénéficié de circonstances très particulières qui expliquent son avance par rapport aux autres régions.

- Si elle a attiré très tôt les chercheurs, c'est d'une part en raison de remarquables conditions d'affleurements des couches, en particulier dans les secteurs méridionaux, d'autre part du fait de sa richesse en niveaux carbonatés aptes à la conservation des fossiles.

- Plus récemment l'intérêt manifesté par la recherche appliquée pour ses potentialités minières -pétrole, uranium- a permis de relancer la recherche scientifique en offrant, avec les sondages, une vision complémentaire des études de surface effectuées jusque-là.

Sans être achevé, l'inventaire stratigraphique des bassins de l'Allier est très avancé. Les géologues du B.R.G.M., sous la direction de D. GIOT, ont proposé, par l'intermédiaire des nouvelles cartes géologiques au 50.000^{ème} et de leurs notices, une première et très importante synthèse. Il n'est pas question de la recommencer ici. En utilisant des observations opérées à moyenne échelle, j'entreprendrai une présentation globale des principales questions stratigraphiques résolues ou en suspens ; j'insisterai tout particulièrement sur les comparaisons avec les autres bassins.

L'âge des sédiments auvergnats a pu être fixé très tôt en raison des nombreux gisements fossilifères découverts surtout pendant la seconde moitié du 19^{ème} siècle.

L'étude d'une malacofaune souvent abondante a rendu d'incontestables services grâce à l'existence d'espèces ou de groupe d'espèces à peu près caractéristiques de périodes données. Leur présence dans certains niveaux calcaires du Pays des Couzes a permis de révéler l'existence de deux séries sédimentaires distinctes : la première, terminée par des calcaires à "striatelles", ayant toutes les chances de se placer pratiquement au niveau de l'actuelle limite Eocène-"Oligocène" -voir ci-dessous-, la seconde, avec, entre autres, *Potamides lamarcki*, constituant un ensemble à mettre en parallèle avec le Stampien du bassin de Paris. De semblable façon, l'identification de *Caseolus ramondi* dans d'autres niveaux a conduit à y reconnaître des dépôts d'âge oligocène supérieur. Mais les problèmes posés par les déterminations et par la faible signification stratigraphique de beaucoup d'autres espèces font que la malacofaune est loin d'avoir joué un rôle comparable à celui des fossiles de Mammifères.

Malgré l'inégalité des découvertes mammalogiques réalisées, l'utilisation dans les échelles actuelles de zonation des noms de St-Gérard-le-Puy, Coderet, Cournon ou Antoingt, démontre sans ambiguïté l'importance capitale prise en stratigraphie par les Limagnes.

L'absence d'étude globale récente sur les faunes d'Auvergne ne facilite pas la tâche des non-spécialistes ; j'ai cependant eu la chance de trouver en M. HUGUENEY une paléontologue alliant compétence, gentillesse et compréhension. Les quelques remarques qui vont suivre lui doivent beaucoup.

Du bassin de Brioude au Bourbonnais, les gisements de Mammifères mis à jour offrent, à trois exceptions près, la particularité remarquable de présenter un classement géographique qui correspond à leur ordre chronologique. Exceptions mises à part, la faune la plus ancienne -Bournoncle- est à l'extrême Sud et la plus récente -St-Gérard- à l'extrême Nord, les faunes intermédiaires occupant une position de plus en plus élevée dans la stratigraphie. Une seconde originalité est qu'elles indiquent, en dépit de ce classement rigoureux, une répartition très disproportionnée dans le temps et dans l'espace. En effet dès le gisement de Chauffours, c'est-à-dire dès la région d'Issoire, les couches affleurantes appartiennent à l'Oligocène supérieur ; seuls le fossé de Brioude, la Petite Limagne méridionale et sa périphérie ont un substratum formé sur de vastes espaces par du Stampien. On retire de la distribution des faunes l'idée d'un lent et régulier déplacement de la zone de subsidence vers le Nord. La phase essentielle de sédimentation a pris fin à l'Aquitainien dans la région de St-Gérard-le-Puy : la faune de Marcoin, au Sud-Ouest de Riom, bien située par H. TOBIEN à l'Aquitainien supérieur [1963], constitue toutefois la plus importante exception à la règle de la distribution ordonnée des gisements.

Elle montre que des reprises locales et assez tardives ont pu se produire dans les secteurs les plus sensibles du canevas structural. Elle ne remet pas en cause les remarques précédentes ; il en est de même pour les deux autres exceptions.

- Les couches qui ont livré les Mammifères de la Sauvetat, doivent être considérées comme légèrement antérieures à celle du niveau d'Antoingt [M. HUGUENEY, 1986]. Elles datent du Stampien supérieur et affleurent à l'occasion d'un double phénomène : la réduction de l'épaisseur de la série sédimentaire sur le horst de St-Yvoine et l'érosion exercée dans les séries marneuses au Plio-Quaternaire.

- La découverte près de St-Bonnet-de-Rochefort des dents de *Palaeotherium* déjà évoquée dans le chapitre précédent -voir page 322- doit aussi être classée parmi les exceptions. L'explication de sa présence est simple étant donné la disposition structurale particulière du "fossé" d'Ebreuil qui n'a pas été soumis à une forte subsidence.

On trouve ainsi bien établie, grâce à la macropaléontologie, une situation tout à fait conforme à celle supposée à la même latitude le long du rift ligérien -Forez, Roannais- : la présence presque exclusive en surface de l'Oligocène supérieur.

Il faut noter que cette opinion ne s'est imposée, y compris en Limagne, que de façon toute récente. En effet, si, par suite de l'homogénéité des faciès, les chercheurs n'ont jamais hésité à reconnaître dans les calcaires construits par les larves de phrygane, qu'ils soient accompagnés ou non de terrains détritiques sableux à proximité des bordures, le type même des dépôts de l'Oligocène supérieur, ils n'ont pas cru devoir adopter une démarche identique pour les terrains détritiques de la "Limagne des Varennes". En l'absence de données paléontologiques déterminantes, ils se sont servis des convergences de faciès pour corréliser les séries arkosiques de la partie orientale de la Grande Limagne et les sables argileux stampiens du Pays des Couzes. L'extraction d'une macroflore fossile des arkoses de Ravel avait conduit P. MARTY à confirmer leur âge "oligocène inférieur" [1929]. Deux idées fortement ancrées dans la pensée de tous les spécialistes de la Limagne en sont résultées :

- celle d'un âge de plus en plus ancien des niveaux en allant vers le Sud-Est du bassin,
- celle d'une structure fortement dissymétrique du fossé, avec un fort pendage est-ouest présent à tous les niveaux.

Le schéma stratigraphique proposé par les prospecteurs eux-mêmes, après la campagne de sondages pétroliers, en est une illustration [A. MORANGE *et alii*, 1971, p. 303] : en regroupant dans un seul niveau arkoses de Lezoux et sédimentation évaporitique centrale, il démontre l'impact d'une interprétation devenue classique sur le développement ultérieur de la recherche. Ce sont les travaux palynologiques de G. GORIN, dont on doit souligner l'extrême importance, qui ont abouti à une révision de cette conception.

Travaillant sur les grands forages pétroliers de Limagne, Aigueperse 101 et St-Beauzire 101, sur deux sondages moins importants du C.E.A. -Sud de Gannat et région de Ravel- et sur plusieurs coupes de terrain -Cournon, Gergovie et Puy St-Romain en particulier-, G. GORIN a soutenu en 1974 une thèse consacrée à la palynologie des Limagnes, avant d'en proposer un résumé détaillé dans le bulletin du B.R.G.M. [1975]. Malgré le caractère discontinu des observations -les grands sondages n'ont pas été carottés de façon systématique et de nombreux prélèvements, près des deux tiers, n'ont pas révélé de pollen-, il a pu établir une zonation qui a été reproduite sur la figure 83. Six zones, numérotées I à VI de la base au sommet, la composent. Une brève description de leurs particularités s'impose.

La zone I, dont il a déjà été question dans le chapitre précédent -voir page 322-, est caractérisée par une très faible représentation des conifères, de notables quantités de feuillus et de spores. Elle contient surtout plusieurs espèces anciennes à "affinité éocène". Nous avons vu que c'était leur présence qui avait amené J. J. CHATEAUNEUF [1980] à la rapprocher du contenu palynologique rencontré dans le bassin de Paris au niveau des marnes du Ludien inférieur.

Bien individualisée entre deux "pics" traduisant une brutale augmentation des pollens de Pinacées, G. GORIN a centré sa zone II sur un épisode où la palynoflore conservée est très appauvrie : elle n'a révélé que des spores et des débris de champignons. Parce qu'il a constaté la domination d'espèces différentes dans chacune des deux poussées de pollens biaillés, *Pinus haploxylon* pour le "pic" inférieur, *Pinus diploxylon* pour le "pic" supérieur, G. GORIN a divisé sa zone II en deux sous-zones correspondant chacune à une phase d'expansion des conifères -IIa et IIb-. Un phénomène identique a été retrouvé par M. F. OLLIVIER-PIERRE dans les niveaux stratigraphiquement bien situés du Tertiaire armoricain, où la domination de *P. haploxylon* cesse à la limite Eocène-Oligocène [1980, p. 187]. Dans l'optique d'une évolution simultanée des deux régions, la limite IIa - IIb correspondrait donc à une coupure stratigraphique majeure. Ce n'est toutefois pas l'avis de J. J. CHATEAUNEUF, qui a plutôt reconnu dans l'appauvrissement extrême de la végétation des séries évaporitiques de Limagne un événement contemporain de celui présent dans le bassin de Paris, lors du dépôt de la "Haute masse" du gypse. Il lui a semblé préférable de placer le passage Eocène-Oligocène à l'intérieur de la zone IIb, juste après une nouvelle élévation des pourcentages des Pinacées, qu'il a mise en corrélation avec le "pic" des "Marnes blanches supragypseuses" de la région parisienne (fig. 83).

La zone III de G. GORIN correspond à l'extension stratigraphique du genre *Boehleniipollis* -*B. hohli* et *B. sp.*. Elle a été divisée ensuite en 5 sous-zones en fonction de l'évolution des groupes majeurs et en

particulier des arbres. IIIa correspond à une période où la représentation des conifères et des feuillus s'équilibrait. Au contraire, IIIb est marqué par une franche augmentation des pollens de Pinacées avec, notons-le, une timide percée des Graminées qui dominant pour la première fois des Herbacées dont le pourcentage oscille entre 3 et 5 %, sans jamais dépasser ce chiffre. IIIc enregistre à nouveau une diminution des conifères, IIId une deuxième poussée et IIIe, enfin, une nouvelle régression. J. J. CHATEAUNEUF [1980, p. 287] a admis, en fonction de ces données, une équivalence entre la base de IIIa et la base des "Caillasses d'Orgemont" du centre du Bassin Parisien. Cette hypothèse paraît indiscutable, bien calée par toute une série d'événements : disparition d'*Echinatisporis bockwitzensis* -datée de la fin du Ludien dans la région parisienne-, apparition de *B. hohli*, situation juste après une nouvelle poussée des conifères, moins importante que celle du Ludien supérieur mais tout aussi caractéristique, puisqu'elle s'est traduite par une brutale augmentation des Cupressacées-Taxodiacées qui a été reconnue dans le Tertiaire du bassin de Paris au niveau de l'Argile verte de Romainville [C. GRUAS-CAVAGNETTO, 1970 et J. J. CHATEAUNEUF, 1980, P. 191]. J. J. CHATEAUNEUF a cru identifier dans IIIa et IIIb des palynoflores identiques à celles contenues par les couches "sannoisiennes", les Marnes à huitres et les Argiles à corbules. Il a cependant précisé ses arguments, basés sur des nuances dans la flore arbustive et sur les poussées de phytoplancton, étaient nettement plus limités, concluant à l'éventualité d'une correspondance "pro parte" entre les sous-zones IIIc à IIIe et les "Sables de Fontainebleau". Parce qu'il paraît bien établi dans le Sud-Est -bassin de Manosque- que *B. hohli* est présent dans des niveaux contenant des Mammifères de la zone d'Antoingt, faune plus récente que celle de la Ferté-Alais, je crois qu'il faut admettre aussi une équivalence entre une partie de la zone III et le "Calcaire d'Etampes" (fig. 83).

G. GORIN a reconnu dans les dépôts de l'Oligocène supérieur trois zones palynologiques. Celles-ci, délimitées à leur base par la disparition des espèces du genre *Boehlenipollis*, pourraient être distinguées les unes des autres à nouveau par les rapports entre feuillus et conifères. Après une première phase largement dominée par ces derniers -zone IV-, les feuillus auraient temporairement repris le dessus -zone V-, avant de disparaître presque complètement -zone VI-. La reconstitution proposée par G. GORIN mérite toutefois d'être discutée. A la différence du reste de la zonation, le découpage a été obtenu à partir de coupes de terrain ou de sondages de faible profondeur. L'ordre de succession des différents événements palynologiques repérés, ici ou là, ne peut pas être établi de façon certaine. Il peut d'autant moins l'être que l'échantillonnage a été fait, du Sud au Nord, dans des terrains dont les faunes indiquent incontestablement des âges différents, les zones de sédimentation ayant migré avec le déplacement de l'ombilic de subsidence.

Si l'on observe les résultats palynologiques que G. GORIN a obtenu au Puy St-Romain, où la transition entre le Stampien et l'Oligocène supérieur est, à coup sûr, présente, on constate que la très forte poussée des pollens de conifères -zone VI- vient juste au-dessus de la disparition de *Boehlenipollis sp* [1974, fig. 43 et 44]. A Gergovie, où les couches sont plutôt un peu plus anciennes qu'à Cournon, on obtient confirmation de la position basale à l'intérieur de l'Oligocène supérieur de la véritable explosion des conifères.

Les niveaux les plus récents analysés par G. GORIN sont, à mon avis, ceux de la partie superficielle du sondage de Chaptuzat -sondage LMG S 7 de sa nomenclature- : ces terrains correspondent à peu de chose près, sur le plan de la stratigraphie, à ceux qui ont livré la faune de Gannat, la plus évoluée de l'Oligocène supérieur. Or, ils coïncident avec une palynoflore où la représentation des conifères est en forte baisse. Je serais par conséquent tenté de renverser la succession des événements floristiques suggérée par G. GORIN et d'admettre :

- au début de l'Oligocène supérieur -zone de Cournon et Dallet- une très forte progression des conifères, la plus importante de celles connues par la végétation paléogène, assez nettement devant celle du Ludien ;
- après de brefs retours des feuillus, de nouvelles augmentations des conifères se seraient produites dans la seconde partie de l'Oligocène supérieur, mais sans plus jamais atteindre les pourcentages de la phase initiale.

Le travail effectué par G. GORIN sur la palynologie de la Grande Limagne est fondamental pour l'établissement d'une stratigraphie des sédiments paléogènes du Massif Central. Complété et poursuivi dans les autres bassins, il devrait permettre l'établissement de corrélations solides. Les sondages carottés indispensables restent cependant à réaliser.

En se limitant aux données actuelles, on peut déjà considérer plusieurs points comme acquis sur le plan stratigraphique. C'est en utilisant les indications de la palynologie et en y joignant quelques observations sédimentologiques, en particulier la nature des argiles, que la figure 84 a été réalisée. Les logs des principaux sondages et les coupes de terrain les plus intéressantes de Limagne y ont été schématisés. Cette figure indique le découpage stratigraphique proposé par différents chercheurs -géologues du B.R.G.M. ou de la COGEMA- et ma propre interprétation. J'ai personnellement repris, en modifiant parfois son sens précis, la nomenclature en lettres -A, B, C, D- utilisée primitivement par les géologues du B.R.G.M.. Je reviendrai plus loin sur les conceptions stratigraphiques des autres auteurs et les éventuelles divergences qui nous séparent.

Les terrains bartono-ludiens -unité "A"-, déjà signalés à la base de l'accumulation de Grande Limagne -sondage de St-Beauzire 101-, sont présents presque partout mais sans former cependant un cycle sédimentaire positif. En Bourbonnais par exemple, ils me paraissent uniquement représentés par les sables et argiles bariolées inférieures, suivant le schéma décrit dans le bassin du Puy, à cette différence près que leur épaisseur varie ici entre 50 et 100 mètres -forage Moulins 101- ; elle est donc sensiblement plus forte.

La première série marno-calcaire -B-, partout largement développée -elle atteint 250 mètres dans le sondage CVG 10 au centre de la fosse bourbonnaise- doit être considérée comme l'équivalent septentrional des argiles évaporitiques du bassin de Riom. Outre sa position dans l'ensemble de l'accumulation, la forte domination de l'illite dans le cortège argileux -75 à 95 % dans CVG 2- incite à effectuer le rapprochement. Tous ces dépôts seraient, par conséquent, Ludien moyen à supérieur.

Il est à noter que "B" est absent ou très faiblement représenté dans certains secteurs : il est par exemple impossible à mettre en évidence dans la région Ebreuil-Gannat ou sur la coupe du Puy St-Romain. On doit expliquer le phénomène par la position structurale de seuil ou de "bordier" des différents endroits cités. Bien qu'on ne dispose pas de sondages profonds centrés sur le "sillon" de Vichy ou celui de Veyre-Monton pour le vérifier, il m'étonnerait que le Ludien terminal n'apparaisse pas dans l'axe du rift de l'Allier.

La plupart des forages de Limagne montrent que les terrains de l'ensemble "B" sont surmontés par des horizons détritiques -sables, argiles ou marnes- entrecoupés de bancs calcaires. Bien datés par la palynologie dans le sondage Aigueperse 101, ils coïncident avec la base du Stampien, puisque c'est à l'intérieur de la série qu'apparaît *Boehlensipollis hohl*. Ces venues grossières correspondent à une nette diminution dans le rythme de la subsidence et à un premier élargissement des structures effondrées. Certaines portions de socle, qui n'avaient pas été concernées jusque-là par la sédimentation, ont été incorporées à l'aire de dépôt des alluvions : le seuil de St-Yvoine -coupe du Puy St-Romain- en est un exemple. Sur le plan sédimentologique, l'élément le plus remarquable est la cristallisation de smectites avec des pourcentages encore discrets -5 à 15 %- et surtout l'association illite-interstratifiés illite-smectites.

Il n'y a pas de coupure stratigraphique indiscutable entre les venues détritiques et les couches marno-calcaires qui les surmontent -unité C de la figure 84-. Affirmer que les unes et les autres forment une seule série positive ne serait pas juste non plus, car les carbonates apparaissent très souvent à l'intérieur des argiles sableuses, tandis que des niveaux sableux interrompent les bancs calcaires parfois jusqu'au cœur de la cuvette lacustre -Moulins 103-. Dans la mesure où *B. hohl* est présent de bas en haut, l'âge stampien de "C" ne peut pas faire de doute. Il s'agit sans doute de dépôts qui doivent être comparés à l'ensemble couches de faciès "sannoisiens" -Sables de Fontainebleau-Calcaire d'Etampes du bassin de Paris. La nature des argiles de cette partie des colonnes sédimentaires offre une très grande diversité. L'illite reste en général dominante -50 à 60 %- mais elle est presque toujours accompagnée par la kaolinite -20 à 35 %- et les smectites -10 à 20 %- ; ces dernières ayant plutôt tendance à augmenter de bas en haut du profil -étude du sondage CVG 2 par M. N. LE COUSTOMER-.

Le sommet de l'accumulation paléogène n'offre, à petite échelle, aucune difficulté d'individualisation. Epaisse de 150 à 250 mètres elle est en général aisée à identifier grâce à ses faciès carbonatés -bancs calcaires et marnes- ou aux fossiles qu'ils contiennent -Mammifères, Gastéropodes continentaux de l'espèce *Caseolus ramondi*, palynoflore à conifères très nombreux et sans *Boehlensipollis*-. Sur la bordure occidentale des limagnes de l'Allier, des faciès sableux, voire conglomératiques, associés aux habituels et très caractéristiques calcaires construits -régions de Jussat ou de Theilhède- indiquent déjà avec certitude que des apports détritiques grossiers sont parvenus à cette époque dans la cuvette de sédimentation. Il ne fait désormais plus aucun doute qu'à l'Est les arkoses de Ravel appartiennent à l'Oligocène supérieur -absence du genre *Boehlensipollis*, présence de *Slowakipollis hippophaeoides*-. Tous les sédiments détritiques orientaux, y compris les formations à blocs cyclopéens qui affleurent entre Thiers et St-Yorre, doivent être attribués selon moi à l'Oligocène supérieur. Il faut cependant noter, contre cette interprétation, la différence qui existe dans la nature des argiles des faciès à blocs : dominée par les smectites dans la région de Thiers, elle l'est par la kaolinite associée à l'illite autour de Ravel et au Nord de Chateldon. Ces variations dans l'espace ont incité les auteurs des nouvelles cartes géologiques au 50.000^{ème} -Thiers, Maringues- à répartir ces couches entre différents niveaux : l'"Oligocène moyen" pour les terrains de Ravel, l'"Eocène-Oligocène" pour ceux de Chateldon. Je crois aujourd'hui qu'en adoptant ce point de vue ils ont commis une erreur identique à celle qui avait été la mienne en Forez -voir page 378-. Si l'on observe la carte géologique du secteur, on se rend vite compte, comme c'est le cas sur la périphérie du bassin de Montbrison, de changements dans la nature pétrographique du socle : des microgranites forment l'amont des sédiments à smectites et des granites divers celui des sables argileux à kaolinite. Ces relations ne peuvent pas être fortuites. Il existe à mon sens, pour les dépôts de bordure en grande partie hérités, un lien entre la nature des argiles et celle de la roche mère, ce lien pouvant être soit direct du fait de l'altération des minéraux, soit indirect par le biais du contexte dans lequel est intervenue l'altération. Il n'est pas absurde de penser, par exemple, que le milieu plus poreux qui a présidé à la pédogenèse sur terrain granitique -arènes sableuses- favorisait hydrolyse et lessivage, entraînant à durée égale un stade d'évolution supérieur des phyllites. Les écarts séparant l'interprétation des géologues du B.R.G.M. de la mienne viennent d'être abordés avec cette remarque ; cette question doit maintenant être évoquée plus en détail.

La stratigraphie établie en particulier par D. GIOT a été indiquée sur la partie droite des schémas de la figure 84. Les principales différences entre les découpages portent sur la base des sondages : elles concernent la place à accorder aux séries inférieures et, surtout, sur les rapports à établir entre les logs des sondages et les terrains affleurant dans la partie méridionale des Limagnes. Une divergence fondamentale est née des solutions adoptées par chacun sur ce dernier problème.

La série inférieure du Puy a été assimilée sur le tableau stratigraphique général dressé par les chercheurs du B.R.G.M. à la première séquence positive des limagnes -unité "A" du B.R.G.M.- et datée par les

faunes de la zone de Ronzon, le tout étant placé dans l'Eocène supérieur -voir figure 1 de la notice de la plupart des cartes au 50.000^{ème} des limagnes-. Il y a là deux confusions : d'une part les gypses du Puy sont à faune ludienne assez élevée -zone de Montmartre-, d'autre part la série détritique de base des sondages ne contient pas de gypse et possède par sa flore dans le forage S^t-Beauzire 101 des affinités avec le Ludien inférieur. L'âge de ces premiers dépôts est "bartono-ludien" ; ils ne peuvent donc pas être rattachés à l'"horizon à Striatelles" du Pays des Couzes [fig. 2 de G. GORIN, 1975], ce dernier étant beaucoup plus proche -quoique sans doute légèrement plus ancien- des calcaires de Ronzon.

La seconde série "B" -ou "B 1"- des sondages profonds comprend localement, à sa partie supérieure, d'épaisses couches d'évaporites. L'âge plus ou moins contemporain de la "Haute masse du gypse" donné par la flore permet de les corréliser avec assurance aux marnes ludiennes du bassin du Puy. Bien qu'aucune couche salifère n'ait été identifiée dans la fosse du Bourbonnais, il me paraît difficile de conclure avec les géologues du B.R.G.M. à une absence des terrains éocènes terminaux. Les enseignements apportés par l'étude des mécanismes structuraux paléogènes, avec une très forte phase distensive au Ludien, m'incitent plutôt à penser que c'est la série "A" qui est peu représentée au Nord des Limagnes. Il est certain, en tout cas, qu'au Sud du rift de l'Allier les sédiments de l'unité "B" ne doivent pas être mis en parallèle -figure 2 de G. GORIN, 1975- avec les argiles sableuses et les bancs de calcaire à *P. lamarcki* du Pays des Couzes.

La figure 85 est une tentative de reconstitution à petite échelle de la stratigraphie des limagnes de l'Allier.

- On notera, tout d'abord, donnée fondamentale, que le rift a évolué différemment à chacune des quatre grandes périodes de la distension oligocène. Après l'affaissement bartono-ludien de faible profondeur, mais affectant de vastes étendues, le Ludien moyen et supérieur a été une période de forte subsidence toujours circonscrite dans le périmètre des fossés éocènes. Le début du Stampien a coïncidé avec un nouvel agrandissement de l'aire de sédimentation : le phénomène est très net dans le Pays des Couzes, où l'"horizon à Striatelles" qui scelle de minces dépôts éocènes est partout largement recouvert par les séries à *P. lamarcki*. Les terrains détritiques -stampiens inférieurs ?- ont partout une épaisseur limitée ; le retour à un fort rythme de subsidence ne paraît s'être réalisé que dans la seconde moitié du Stampien. La dernière phase de sédimentation, d'âge "Oligocène supérieur" -elle s'est achevée au milieu de l'Aquitainien-, s'est traduite par un déplacement de la zone d'accumulation : elle s'est étendue vers le Nord mais s'est, en contrepartie, retirée des régions méridionales. Elle partage, avec l'épisode du début de l'Oligocène, la propriété de former une couche d'importance régulière.

- On constatera, ensuite, que les paléosols associés au mur des séries paléogènes sont pratiquement toujours présents, soit directement, soit sous formes remaniées -base du Bartono-Ludien-. Les seules exceptions notables correspondent aux zones de seuil recouvert par les dépôts "stampiens" -Pays des Couzes-.

- On y remarquera, enfin, que les fossés d'Issoire et de Brioude ne possèdent pas le même contenu que la Grande Limagne ou le Bourbonnais. Comme les faunes de Mammifères l'indiquent, l'Oligocène supérieur, très peu étendu en Petite Limagne, est absent de la région de Brioude où le Stampien transgressif recouvre les niveaux plus anciens, pourtant bien présents le long de certaines bordures dissymétriques ou en profondeur.

Il faut particulièrement insister sur les incertitudes stratigraphiques qui ont longtemps pesé sur les séries des limagnes méridionales. Le sondage récent effectué par la COGEMA à proximité de Bournoncle-S^t-Pierre permet d'entrevoir l'organisation de la plus méridionale. J'ai précisé à propos du Bartono-Ludien -voir page 320- que ces dépôts, situés sous une très mince couche de marnes à illite, en tout point semblables aux marnes ludiennes du Puy, n'étaient visibles au Sud-Ouest du bassin que sur un espace très restreint à proximité du hameau du Pouget. Ils disparaissent, ensuite, sous des couches détritiques interrompues par de rares lits carbonatés. Le sondage de Bournoncle permet de vérifier cette organisation et de chiffrer l'épaisseur des niveaux. Les terrains traversés ont été divisés en trois "macroséquences" par les géologues de la COGEMA. L'unité inférieure débute par une quinzaine de mètres d'argiles rouges sableuses que j'attribuerai au "Bartonian" au sens large ; elle se poursuit avec 125 mètres d'argiles carbonatées qui me paraissent être un équivalent latéral des marnes à illite et seraient donc ludiennes. Les sables et argiles bariolées à minces bancs carbonatés sommitaux forment, sur une quarantaine de mètres, la seconde "macroséquence" ; il est aisé d'y reconnaître les faciès visibles dans la carrière de la Roche, ceux dont les niveaux terminaux ont livré la faune dite de Bournoncle-S^t-Pierre, sans doute un peu plus récente que celle de Ronzon. Les quatre vingt premiers mètres du sondage -1^{ère} macroséquence- conservent un caractère détritique assez accusé. Les bancs calcaires, qui affleurent souvent sur la partie la plus haute des interfluves, sont les rares représentants des roches précipitées incluses dans une unité riche en argiles et en sables. On peut difficilement douter de l'âge stampien de ces dépôts ; leur épaisseur, témoin d'une nouvelle accélération de la subsidence, ainsi que leur position conduit à les dater, sans preuve paléontologique, cependant, du Stampien supérieur.

La présence dans le fossé de Brioude de dépôts contemporains des trois premiers épisodes de la distension paléogène -Ludien, "Oligocène inférieur" et Stampien supérieur- semble ainsi assurée ; il n'en va pas de même en Petite Limagne où, il est vrai, l'absence de forage profond dans l'axe de l'effondrement interdit de se prononcer.

On ne rencontre jamais dans les secteurs périphériques, que ce soit en coupe lorsque les horizons inférieurs sont visibles -Lembron, Comté d'Auvergne- ou dans les rares sondages disponibles, de

sédiments qui traduisent une forte accumulation ludienne. Partout une mince série d'altérites rubéfiées que j'ai cru devoir mettre en relation avec le "Bartono-Ludien" -voir page 321- repose soit directement sous les terrains stampiens, soit sous une mince série positive allant du Ludien supérieur à l'extrême base de l'Oligocène. Les sondages réalisés récemment par la COGEMA sur la retombée septentrionale du seuil de S^t-Yvoine confirmeront cette observation : le sondage de Plauzat, qui a touché le socle à 380 mètres de profondeur, a uniquement rencontré sur une vingtaine de mètres de terrains "sidérolithiques" les faciès classiques de l'Oligocène local, ceux qui affleurent sur les flancs du Puy S^t-Romain et dans lesquels G. GORIN a montré la présence de *Boehlenstipollis* -voir ci-dessus et fig. 84-.

La question débattue est étroitement liée à la signification stratigraphique et paléogéographique de l'"horizon à Striatelles" auquel il a déjà été plusieurs fois fait allusion. Utilisé pour la première fois dans le Massif Central par A. MICHEL-LEVY et E. MUNIER-CHALMAS [1885], le terme n'a jamais cessé d'être employé par les chercheurs régionaux. R. REY en a fait cependant un usage très particulier, lui donnant un sens stratigraphique beaucoup plus général. Sous sa plume l'"horizon à Striatelles" est devenu "le meilleur repère de l'Oligocène, voire du Tertiaire" [1979, p. 54] ; il permettrait de situer la base de son "Oligocène moyen" -soit la base de l'Oligocène-. N'ayant pas compétence pour discuter ce point de vue, je me limiterai à tenter d'apprécier la position stratigraphique des niveaux de Petite Limagne. On sait depuis J. GIRAUD [1902] que la plus basse des multiples séquences positives observables sur la périphérie du bassin d'Issoire, depuis la région de Montaigut-le-Blanc au Nord-Ouest jusqu'à Auzat-sur-Allier au Sud-Est, contient une malacofaune assez abondante, mais sensiblement différente d'un lieu à un autre : caractérisée par des Gastéropodes d'eau douce dominés par des *Mélanoïdes* entre les Couzes Chambon et Pavin, elle comporte, à l'Est de la Couze d'Ardes, des espèces de milieu saumâtre où les *Potamides* l'emportent. Il serait naïf d'admettre un synchronisme parfait dans le dépôt des bancs calcaires inférieurs de Petite Limagne : les notables variations dans le chimisme des eaux lacustres indiquent d'ailleurs avec netteté le rôle joué dans la sédimentation par les données locales. Il n'en demeure pas moins que les niveaux carbonatés du Pays des Couzes occupent une situation stratigraphique très proche. A une certaine échelle de temps elles possèdent une signification semblable qu'il faut essayer de préciser.

En l'absence de donnée paléontologique nouvelle à faire valoir, je me permettrai d'effectuer quelques rapprochements. Les espèces les plus représentatives, *Mélanoïdes acutus* -ex *Striatella barjacensis*-, *Nystia duchasteli* et *Nystia plicata*, sont également celles que l'on retrouve dans les horizons calcaires qui achèvent la série positive du Ludien dans le fossé d'Alès -calcaires de Barjac, de Montchamp et de Martignargues, voir page 369-. Parce que le fossé d'Alès, géographiquement proche des limagnes, appartient au même contexte structural, je crois préférable d'effectuer cette comparaison plutôt que celle habituellement proposée entre le contenu paléontologique des couches inférieures du Pays des Couzes et celui des sédiments du Bassin Parisien. La malacofaune en question étant aussi bien présente au sein des Marnes blanches de Pantin que dans l'Argile verte de Romainville, elle devrait être dans le Bassin Parisien considérée comme ludienne supérieure à oligocène basale. Pour des raisons extrêmement complexes, faisant intervenir, entre autres, la situation chronostratigraphique du gisement d'Hoogbutsel, le mieux situé selon lui de tous les affleurements du "niveau à Striatelles" réputé par postulat rigoureusement synchrone en Europe occidentale (!), R. REY a toujours affirmé que son "niveau" et par conséquent les calcaires inférieurs de la Limagne d'Issoire, comme les calcaires de Barjac ou de Martignargues du Languedoc oriental, devait être placé à la base du "Rupélien inférieur", autrement dit de l'Oligocène des autres stratigraphes. En fonction des attributions actuelles, confirmées par la présence dans la région de Célas d'une faune de Mammifères de la zone de Montmartre associée aux marnes à *Mélanoïdes acutus*, il est, à mon avis, plus logique de considérer les épaisses séries du fossé d'Alès et les calcaires inférieurs de Petite Limagne comme du Ludien terminal. Je poursuivrai d'ailleurs volontiers le parallèle entre les deux régions. La décharge détritique formée d'alluvions peu évoluées immédiatement subordonnée aux bancs carbonatés occupe une position identique à celle des "Grès de Célas". On jugera la comparaison peut-être osée, dans la mesure où, en Languedoc, ces derniers terrains atteignent plusieurs dizaines de mètres et ne constituent que l'aval des puissants "conglomérats de S^t-Drézéry" -voir page 370-. Il est évident que les circonstances tectoniques locales et l'intensité des reprises d'érosion induite par les mouvements du sol n'ont pas été semblables dans le fossé d'Alès et en Auvergne. Pourtant, d'un côté comme de l'autre, le moteur me paraît avoir été le même, à savoir la dernière phase de contraintes d'envergure provoquées par le serrage de la moitié orientale de la chaîne pyrénéo-provençale. Il faut, de toute façon, rester prudent sur l'importance réelle de la séquence positive inférieure de Petite Limagne : on ne voit ses effets qu'au niveau des "bordiers" latéraux, dont le soulèvement néogène a permis érosion et mise en affleurement -voir page 532-. Cette réflexion nous ramène ainsi au problème de départ : les minces niveaux attribuables au Ludien dans le bassin d'Issoire se poursuivent-ils sous cette forme à la base de l'accumulation ou passent-ils dans l'axe de la zone effondrée à une épaisse série ? Il faudra attendre l'implantation d'un sondage au coeur de la Petite Limagne, entre Antoingt et Issoire, pour savoir si le fossé a participé ou non à la subsidence ludienne.

La figure 85 propose aussi une synthèse des multiples analyses d'argiles que M. N. LE COUSTUMER a bien voulu effectuer. Les résultats obtenus sur le sondage CVG 2 ont été regroupés et indiqués de façon qualitative. La même démarche a été employée pour les renseignements tirés de l'étude de nombreux échantillons de surface dans les fossés de Brioude et d'Issoire. Par commodité graphique, les cortèges argileux identifiés ont été inscrits au centre des bassins ; ils ne préjugent pas cependant de la nature exacte des phyllites, telle qu'on pourrait la déduire de prélèvements en sondage, des nuances dues aux conditions de sédimentation -confinement, diagenèse précoce- étant à prévoir. On remarquera, enfin, qu'aucune association argileuse n'a été portée sur les couches de la Grande Limagne. Les niveaux stampiens et ludiens

n'affleurant pratiquement pas et n'ayant pas eu possibilité d'échantillonner sur des sondages profonds, j'ai été contraint de renoncer à toute indication, sauf pour l'Oligocène supérieur bien entendu.

La distribution des associations argileuses, telle qu'elle apparaît sur le croquis, suscite deux réflexions.

- Il n'existe pas dans les Limagnes de l'Allier de minéraux marqueurs d'un horizon précis. En effet, si l'illite ou la kaolinite peuvent dominer de façon écrasante -jusqu'à 90-95 % du stock-, elles ne sont jamais seules représentées et surtout on retrouve souvent plusieurs fois cette forte domination, tant et si bien qu'il serait vain de vouloir placer dans la stratigraphie un corps sédimentaire à partir d'une analyse de ses associations argileuses ; et cela d'autant plus que de sérieux écarts dans l'espace, qui ne ressortent pas du croquis axé sur la dimension verticale, peuvent venir compliquer les données, comme je l'ai déjà montré -voir ci-dessus l'exemple de la Grande Limagne orientale-.

- En dehors des précédentes réserves, on constate en revanche une similitude évidente entre les associations des principales phases sédimentaires. Ceci indique, abstraction faite des circonstances locales particulières, que des données générales communes, variables dans le temps, ont présidé à la maturation des argiles. L'augmentation de la kaolinite dans les niveaux les plus détritiques -Bartono-Ludien, Stampien- n'est pas surprenante ; elle correspond au phénomène, observé à toutes les époques, d'une élévation des pourcentages de ce minéral à proximité des bordures de la zone de sédimentation et traduit un héritage des sols formés sur les pentes des régions environnantes. L'illite, argile la plus représentée dans l'accumulation, atteint toujours des quantités maximales au cours des périodes de forte subsidence ; il paraît difficile de ne pas envisager, devant l'homogénéité de la composition de certains niveaux, un mécanisme de transformation au sein d'un milieu relativement confiné. Les smectites jouent enfin un rôle important lors des périodes d'extensions latérales des fossés, ce qui les fait aussi correspondre aux moments de subsidence plus modérée.

J'achèverai la présentation de la stratigraphie des Limagnes de l'Allier en consacrant un court développement à la région annexe du fossé d'Ambert. Les renseignements apportés par les sondages récents de la COGEMA, joints à mes propres observations de surface, à l'étude de nombreux échantillons et à l'expérience acquise dans les autres bassins, permettent aujourd'hui de cerner à peu près les principales étapes de son évolution. En l'absence de repère paléontologique, la chronologie proposée, basée sur des comparaisons, reste cependant discutable.

Partageant des caractères structuraux communs avec les autres fossés paléogènes, le bassin d'Ambert en possède aussi certains traits stratigraphiques. On doit relever parmi eux :

- la présence à la base de la colonne sédimentaire, au contact du socle, de paléosols rubéfiés ; visibles sous forme de placages au Sud-Est -Riols, les Cours, Sails-, ils ont aussi été rencontrés avec une grande fréquence en sondage ;
- l'extension remarquable des formations conglomératiques de bordure qui accompagnent tout le versant forézien.

L'originalité du bassin tient précisément à l'importance extrême des sédiments détritiques argilo-sableux et à la grande rareté des faciès précipités. Seuls trois sondages ont révélé l'existence de minces bancs dolomitiques. La situation de ces dépôts chimiques est bien particulière : elle correspond à la partie centrale de la cuvette de sédimentation la plus méridionale et à la partie occidentale de la grande fosse d'Ambert, c'est-à-dire au secteur le plus éloigné de la faille active du Forez, dans le domaine ayant connu la plus forte subsidence. Ils coïncident ainsi avec l'endroit le plus déprimé des cuvettes de sédimentation.

L'abondance des venues détritiques grossières et l'absence d'horizons carbonatés interdisent de reconnaître dans l'accumulation de véritables séries positives pouvant être mises en relation avec des épisodes tectoniques majeurs. Les géologues de la COGEMA ont distingué, sur certains sondages, deux unités différentes. Leur découpage est à mon sens quelquefois convaincant. Il ne l'est pourtant pas toujours : la proximité des différents sondages indique, le plus souvent, qu'il n'y a pas continuité dans la position des rares horizons repères. Du reste, il n'est pas interdit de penser à un jeu indépendant des différentes sections du bassin, de part et d'autre des seuils qui l'accidentent.

Les analyses sédimentologiques entreprises sur des échantillons de surface ont surtout mis en évidence le caractère immature du matériel accumulé. Outre les nombreux blocs, galets ou graviers formés de fragments de roche saine, les sables sont souvent très riches en biotite et leur teneur en feldspaths équilibre celle du quartz, avec en particulier une quantité non négligeable de plagioclases -jusqu'à 10 % des minéraux légers-. Il s'agit là de données minéralogiques que l'on retrouve de façon courante dans les alluvions quaternaires des cours d'eau du Massif central ; elles indiquent par conséquent une altération très ménagée. Ceci explique en partie l'erreur commise par les géographes spécialistes des périodes froides récentes [Y. VEYRET, 1978 et B. ETLICHER, 1985] qui ont cru reconnaître des dépôts périglaciaires anciens du Pléistocène dans certains de leurs affleurements -région de Job à la Forie-.

Les associations argileuses mises en évidence par M. N. LE COUSTUMER dans la matrice des conglomérats ou dans les sédiments plus fins sont assez monotones. En dehors des argiles rubéfiées des paléosols qui possèdent un cortège à kaolinite très dominante -70 %- et illite, les autres échantillons étudiés ont tous livré les mêmes courbes diffractométriques, avec un pic très accusé au niveau des smectites -55 à 65 %-, et deux raies de moindre importance montrant la présence de kaolinite -15 à 30 %- et d'illite -10 à 25 %-.

Parce que la réunion d'une granulométrie grossière et de smectites dominant la minéralogie des argiles a été considérée plus haut comme représentative des épisodes de forte extension des bassins de l'Allier, on pourrait être évidemment très tenté de donner pour âge au deux séquences reconnues par les géologues de la COGEMA celui des deux épisodes en question : soit le Stampien inférieur pour les couches de base et l'Oligocène supérieur pour les horizons terminaux. L'idée de l'appartenance à une seule génération des séries conglomératiques des régions de Montbrison, Thiers et Ambert, satisfait d'ailleurs l'observateur ; elle ne satisfait cependant que partiellement le stratigraphe. Dans le cadre d'une telle hypothèse, il faudrait admettre que les grandes phases d'affaissement -Ludien, Stampien supérieur- ne se sont pas produites dans le fossé d'Ambert. Si le fait peut s'accorder avec la faible épaisseur de l'accumulation, il reste à démontrer sa réalité en lui fournissant une explication structurale, ce qui est affaire de spécialiste. L'expérience acquise dans les autres bassins doit surtout inciter à la prudence : on dispose de la preuve formelle, dans le Massif Central ou à sa périphérie, que des dépôts contemporains ont pris dans l'espace des faciès très différents, bancs carbonatés ici, formations à blocs cyclopéens là, ou que des matériaux rigoureusement semblables se sont mis en place à des moments différents. Dans la vallée du Rhône, des faciès conglomératiques, d'âge éocène au Nord de Tournon, ont été datés en Tricastin de l'Oligocène inférieur et, dans la région d'Alès, de l'Oligocène supérieur. Ces faciès sont donc de toutes les époques du Paléogène. Plus près du bassin d'Ambert, les argiles sableuses à blocs du fossé de Bas-en-Basset ont été rapportées un peu plus haut -voir pages 375 et 376- à l'Oligocène inférieur au sens large, nous allons constater, dans le paragraphe suivant, qu'il en va de même pour les conglomérats qui jalonnent la bordure orientale des petits bassins de Margeride ; le fossé d'Ambert se trouve ainsi situé à la latitude où les faciès détritiques à blocs de l'Oligocène inférieur sont remplacés, en bordure des structures paléogènes, par des séries de l'Oligocène supérieur. Il est, en conséquence, pratiquement impossible de se prononcer sur un âge en dehors d'arguments paléontologiques. Il ne me surprendrait pas, en définitive, que ceux-ci permettent un jour de démontrer le caractère diachronique des conglomérats, qui pourraient ainsi s'être déposés au cours de plusieurs épisodes.

4 - LES FOSSES FAIBLEMENT SUBSIDENTS DU COEUR DU MASSIF CENTRAL :

Au-delà de l'axe Margeride-Cézallier-Monts Dore-Monts Dômes, les terrains oligocènes affleurent de manière discontinue sous forme de petits bassins, dont le plus important est celui d'Aurillac. Les nombreux placages résiduels visibles sous les coulées volcaniques montrent que l'érosion différentielle a largement déblayé sur ces hauts plateaux une couverture sédimentaire qui devait primitivement assurer l'unité géologique d'un vaste secteur, presque comparable en superficie aux deux grands ensembles précédemment étudiés. Dans ce cas précis, on ne peut pas toutefois parler de rift. Les structures effondrées présentes s'organisent sur des accidents d'orientations très variées -N 150 E, N 90 E, N 10 E- et de rejet trop limité. Il n'y a pas eu d'affaissement très important : l'épaisseur du Paléogène, qui peut atteindre au maximum 2 à 300 mètres, ne dépasse pas le plus souvent quelques dizaines de mètres.

En raison du grand nombre de jalons reconnaissables entre le domaine décrit et les Limagnes de l'Allier, l'hypothèse d'une jonction des deux zones de sédimentation vient immanquablement à l'esprit. Celle-ci est peut-être justifiée localement -régions de l'Alagnon ou des Dômes, confins des Combrailles et du Bourbonnais-, elle ne s'impose pas partout. Rien ne l'indique par exemple entre les bassins de S^t-Flour et de Brioude dont les structures dissymétriques similaires semblent indiquer la présence constante d'un "relief" intermédiaire. La jonction des aires alluviales a été aussi temporaire : lorsqu'elle s'est effectivement réalisée, elle date de la fin de la période de sédimentation.

Il n'est pas possible d'entreprendre dans ce paragraphe l'étude de chaque bassin paléogène d'une certaine importance ; ils sont trop divers sur le plan de l'organisation structurale ou du contenu stratigraphique. Le développement sera axé sur quatre ensembles : ceux de basse Margeride, du Cantal, du "Sillon Houiller" et de basse Combrailles.

a - LA BASSE MARGERIDE :

Elle a fait l'objet de deux travaux récents qui, tout en étant oeuvre de géographes, réservent une large place aux recherches géologiques [R. COINÇON, 1972 et B. COQUE-DELHUILLE, 1978].

Les fossés de ce secteur sont alignés sur la grande faille de Margeride, de tracé curviligne N 130 à 170 E. Ils comprennent du Sud au Nord : les petits bassins de S^t-Alban-sur-Limagnole et du Rouget, le bassin du Malzieu et celui de S^t-Flour. Tous possèdent une structure dissymétrique SW-NE, avec une plongée monoclinale affectée par de petits accidents au Sud-Ouest et une limite orientale nettement faillée.

La pièce maîtresse de ce dispositif, par l'étendue et par l'ampleur de l'affaissement, est le fossé Malzieu-Lorcières. L'incision du réseau hydrographique permet aujourd'hui de reconnaître des sédiments sur une épaisseur de 150 mètres. On peut à mon sens presque doubler ce chiffre -des sondages ont été faits récemment par la C.F.M.U., je n'ai malheureusement pas eu connaissance de leurs résultats-. Les coulées basaltiques -Julianges, la Salce-, qui ont localement protégé la colonne sédimentaire, montrent par l'altitude du

contact -960 à 970 m- le niveau terminal de l'accumulation. Il n'est pas difficile, grâce à ce renseignement, de noter que les plateaux cristallins occidentaux ont été dégagés par l'érosion différentielle de dépôts paléogènes qui devaient s'étendre sur une largeur double de celle qu'ils occupent actuellement. Cette observation permet de considérer comme probable une jonction entre tous les petits bassins de Margeride à la fin de la période de sédimentation. Au Sud, la séparation entre les fossés du Malzieu et de S^t-Alban par le col de la Gardelle a sans doute été très peu recouverte ; en revanche, tout indique qu'au Nord, de Lorcières à S^t-Flour, des terrains se poursuivaient sans discontinuité. On en retrouve les traces tout au long de la faille de Margeride et seul le travail de déblaiement entrepris par la Truyère explique la modestie des jalons -quelques placages d'argiles sableuses et de sables à galets- conservés sur les interfluves, à proximité du grand coude décrit par la Truyère.

La stratigraphie du Paléogène de basse Margeride s'appuie sur quelques repères solides. Nous avons vu, dans le chapitre précédent, que la base de la sédimentation pouvait être attribuée au Barton-Ludien, tandis que les argiles vertes à bancs carbonatés ou siliceux représenteraient un niveau ludien légèrement antérieur à l'"horizon à Striatelles" -voir page 319-. L'épaisseur assez limitée de ces derniers sédiments assure que les failles ont faiblement joué à cette époque ; la forte subsidence qui affectait alors la Grande Limagne ou le bassin du Puy n'a pas concerné la région, à l'exception peut-être du fossé du Malzieu. La basse Margeride paraît, en définitive, avoir connu une tectonique active uniquement pendant la première moitié de l'Oligocène. C'est en effet l'âge des "argiles sableuses bariolées" [R. COINÇON, 1972], la plus épaisse des formations paléogènes.

Au 19^{ème} siècle, on a retrouvé à proximité du petit hameau de Vendèze -Nord de S^t-Flour-, dans des niveaux carbonatés -paléosols- situés au milieu de la colonne sédimentaire, des dents d'*Anthracotherium bambachense*, un crâne entier de *Ronzotherium filholi* et divers restes d'autres Rhinocéroptères. Pour R. LAVOCAT [1951, p. 144] cette faune de Mammifères se place à "la fin du Stampien inférieur ou au Stampien moyen". Elle permet ainsi de mettre en parallèle le dépôt d'une partie des sédiments de basse Margeride avec le début de l'épisode des Sables de Fontainebleau du bassin de Paris.

Les "argiles sableuses bariolées" atteignent plus de 100 mètres de puissance au Malzieu ; elles dépassent la cinquantaine de mètres à l'Est de S^t-Flour. La distribution des faciès au sein de la couche est à la fois assez facile à observer en raison de l'abondance des coupes et d'un grand intérêt ; elle traduit parfaitement la dissymétrie structurale.

On rencontre au Nord-Est, le long du grand accident de Margeride formé dans le détail par de nombreuses failles en relais, des formations conglomeratiques qui comprennent des "boules" de gneiss -au Nord- ou de granite -au Sud- de taille métrique. La principale caractéristique de ce matériel est une très rapide variation de faciès dans l'espace. Sa granulométrie s'amenuise en quelques centaines de mètres par disparition des blocs et apparition de lentilles d'argiles et d'argiles sableuses imbriquées les unes dans les autres. Sa pétrographie évolue aussi sur une courte distance : le cortège argileux, dominé au contact des failles par l'illite -60 à 70 % pour 30 % de kaolinite et seulement des traces de smectites-, passe à une association dans laquelle les smectites -50 à 60 %- sont majoritaires devant l'illite -25 %- et la kaolinite -15 %-.

Sur la bordure opposée, moins soumise aux effets de la tectonique cassante, la nature des terrains est très différente. Leur triage granulométrique a été beaucoup mieux assuré. On y reconnaît des lentilles sablo-caillouteuses, des lentilles sableuses et des lentilles argilo-sableuses ; il s'agit de dépôts typiques de chenaux fluviaux ou de plaines d'inondation. Dans le bassin de S^t-Flour, les coupes ouvertes par de récents travaux routiers, réalisés à proximité du hameau du Crosatier, ont bien montré l'imbrication de ces différents faciès. La mise à jour de paléosols carbonatés -vraisemblablement ceux qui ont fourni autrefois des restes de Mammifères d'âge comparable à la faune de Vendèze [R. COINÇON, 1972]- prouve qu'une pédogenèse est intervenue entre les crues : le rythme de la sédimentation a été plus lent que sur la marge tectoniquement active. La nature des associations argileuses, malgré le contraste granulométrique séparant les lentilles, est ici d'une grande homogénéité. Entre les paléosols carbonatés et la matrice argileuse des alluvions à galets, on note de très faibles différences dans la teneur des smectites : 65 % dans les premiers -20 % d'illite et 15 % de kaolinite- contre 55 % dans la seconde -25 % d'illite et 20 % de kaolinite-.

On doit noter, pour terminer, que cette opposition entre les faciès des bordures d'un même fossé, très spectaculaire dans le cas de la Margeride, est un phénomène classique pour les bassins paléogènes du Massif Central ; il est de toutes les époques. B. MURATET [1983] l'a bien décrit dans les sédiments ludiens du Rouergue ; c'est, à une échelle différente, des situations similaires qui ont été évoquées à l'Oligocène supérieur dans le Forez -secteur de Montbrison et secteur de Veauche- ou en Grande Limagne -régions de Thiers et Clermont-Ferrand-.

b - LE PALEOGENE PERICANTALIEN :

Des sédiments paléogènes affleurent de part et d'autre de la vallée de l'Alagnon. Ils sont situés, au-delà de l'interruption provoquée par la chape basaltique de la basse planèze, dans le prolongement exact du bassin de S^t-Flour. Les apparitions assez fréquentes de matériel "oligocène" sous les laves de la retombée nord-est du Cantal assurent d'une large extension de l'aire de sédimentation dans cette direction. En fait, tout le substratum du strato-volcan paraît avoir été concerné puisque des fragments de roches représentant la plupart des faciès du Paléogène supérieur sont visibles sous forme de blocs un peu partout au sein des produits de

projection trachy-andésitiques et que, d'autre part, des sédiments en place apparaissent au coeur du volcan -région de Dienne- comme sur toute sa périphérie.

Malgré l'existence de plusieurs structures importantes où l'étude des séries peut être envisagée de façon indépendante -Aurillac, Mur-de-Barrez, Mauriac-, on n'a nulle part affaire à de véritables bassins autonomes mais plutôt aux marges, souvent différentes, d'une unité plus vaste dont le centre serait masqué par le Cantal. On serait même assez tenté d'envisager une structure dissymétrique d'ensemble, avec les profondeurs les plus importantes au Nord-Est dans le prolongement de la faille de Margeride devenue faille du Cézallier. Il existe un début de preuve en faveur de cette hypothèse : A. DE GOER DE HERVE, s'appuyant sur le résultat de sondages électriques réalisés près de Neussargues, a donné 300 mètres d'épaisseur au Paléogène [1972, p. 34] de la vallée de l'Alagnon. Un sondage mécanique devra confirmer un chiffre qui me paraît élevé. Il faudra, de toute manière, attendre des études géophysiques précises, doublées de forages profonds pour se faire une idée définitive, très importante pour déterminer le volume des matériaux accumulés. Dans le cas où l'hypothèse d'une vaste structure -près de 2 000 km²- regroupant l'intégralité des actuels bassins péricantaliens s'avérerait exacte, la masse locale du Paléogène a pu être équivalente à celle du fossé de Montbrison -soit 300 km³ en partant d'une épaisseur moyenne de 150 mètres-. On appréciera cette valeur en notant que les fossés de basse Margeride décrits dans le chapitre précédent et qui constituaient en quelque sorte un appendice sud-oriental au système, n'ont pas recueilli 10 km³ de sédiments. Il va sans dire que 300 km³ pour les terrains cantaliens représentent un maximum. Ce chiffre sera utilisé dans les calculs ultérieurs, mais on doit insister sur son caractère très hypothétique ; c'est, et de loin, la donnée la plus incertaine de l'"Oligocène" massif-centralien.

Mal connu pour l'importance de son volume, le Paléogène cantalien possède, sauf vers sa base, une stratigraphie assez bien établie.

Il existe au Sud de la Truyère, à l'endroit où le socle se dégage des laves de l'Aubrac, des argiles sableuses aux teintes rubéfiées, et des paléosols -secteur de Graissac en particulier-. Placés à mi-chemin des faciès similaires de basse Margeride -le Rouget, S^t-Alban- et du bassin de Maurs, on peut supposer qu'ils ont un âge voisin et datent de l'Eocène. L'absence de niveaux assimilables au Ludien -argiles vertes de S^t-Alban et du Malzieu- enlève cependant un argument ; on doit être d'autant plus prudent que des horizons comparables ont pu se former jusqu'à l'Oligocène. Les terrains visibles au Sud de la Truyère semblent de toute façon indépendants des séries cantaliennes ; je ne les ai jamais rencontrés avec des faciès aussi typés à la base des accumulations d'Aurillac ou de Mur-de-Barrez.

L'"Oligocène" du Cantal a fait l'objet d'études récentes : à l'occasion des levés des nouvelles cartes géologiques au 50.000^{ème}, plusieurs étudiants de l'Université d'Orsay sont venus à la fois réaliser une thèse de 3^{ème} cycle et cartographier le terrain -S. BLAIS, 1972 ; J. P. GIBERT, 1972 ; F. PARK, 1973 ; H. M. VAZIRI, 1973 ; M. F. PESME, 1974 ; R. EL KEBIR, 1975 ; P. LARROQUE, 1975-. P. LARROQUE a repris ensuite ces travaux pour en tirer une rapide synthèse [1977]. Il a distingué de bas en haut de l'accumulation oligocène :

- des horizons détritiques, avec localement un "véritable conglomérat" déposé au contact du socle ;
- des niveaux argileux "bariolés à la base, puis rouges, puis verts", auxquels se substituent par endroit des "grès calcaires" ;
- des marnes plus ou moins dolomitiques couronnées par des calcaires qui achèvent la séquence.

Cette description correspond parfaitement à ce que j'ai pu observer à Aurillac comme à Mur-de-Barrez ; on a donc affaire à une série positive, présentant des faciès de bordure plus ou moins développés d'un endroit à l'autre et d'une époque à l'autre. P. LARROQUE a, par exemple, bien montré dans sa thèse [1975] comment les sables à galets prenaient une importance particulière à l'extrême Ouest du bassin d'Aurillac, sur l'emplacement du "Sillon Houiller".

L'âge de ces terrains peut aujourd'hui être fixé avec une relative précision. R. REY avait hésité pour situer la malacofaune des horizons carbonatés supérieurs entre l'Oligocène supérieur [1962] et l'"Oligocène moyen" -son "Rupélien supérieur" soit le Stampien supérieur- [1973]. La nouvelle carte géologique au 50.000^{ème} a choisi de placer la base des sédiments dans le Stampien supérieur -"g²"- et le sommet dans l'Oligocène supérieur -"g³". Par rapport aux données stratigraphiques locales -série positive- et plus générales -principales étapes de la sédimentation des bassins du Massif Central- cette position est en "porte à faux". Dans la mesure où des Micromammifères y ont été retrouvés [M. BRUNET *et alii*, 1977], le problème se trouve de toute façon réglé : les niveaux marneux intercalés entre les bancs calcaires qui marquent les trente derniers mètres de l'accumulation ont livré des fossiles appartenant à la zone d'Antoingt, c'est-à-dire au Stampien supérieur. Il me semble par conséquent logique d'admettre l'âge stampien au sens large de l'ensemble de la série positive ; la principale question en suspens est de savoir si la base de l'Oligocène est, ou non, représentée dans les couches détritiques inférieures.

Deux faits d'ordre sédimentologique doivent être notés au sujet de ces dernières.

- Par le faciès, les alluvions sableuses à galets de base rappellent tout à fait celles observées sur la bordure occidentale des bassins de Margeride.
- Les associations argileuses qu'on y rencontre sont toutefois nettement différentes, kaolinite et illite y dominent le plus souvent les smectites.

Appréciée pour l'ensemble des niveaux, l'illite est le plus fréquent des minéraux argileux ; elle est particulièrement représentative des couches argilo-carbonatées centrales.

c - LES TERRAINS OLIGOCENES DU "SILLON HOUILLER" :

Sédiments paléogènes périscandaliens et sédiments paléogènes du "Sillon Houiller" coïncident de l'Ouest d'Aurillac jusqu'au Sud de Bort-les-Orgues. Dans cette région, les laves du Cantal atteignent en effet le grand accident du "Sillon Houiller". Si les dépôts tertiaires apparaissent de façon discontinue sur les flancs des nombreuses vallées disséquant la retombée occidentale du strato-volcan, on les rencontre partout sous le basalte à partir de Salins dans la "vallée-reculée" de l'Auze et sur les interfluves qui dominent la Dordogne et le barrage de l'Aigle. L'étude de la série a été facilitée au moment de la construction du barrage, "Electricité de France" ayant réalisé de nombreux sondages préparatoires à l'équipement hydro-électrique de la région. J. JUNG a publié en 1954 un résumé des résultats stratigraphiques et sédimentologiques obtenus. Très récemment, de nouveaux sondages ont été effectués dans le Paléogène, cette fois pour la recherche d'uranium, par la société Minatome. Leur exploitation par les palynologues du B.R.G.M. [J. J. CHATEAUNEUF et G. FARJANEL, 1982] a abouti à donner un âge à une partie des dépôts. Les données recueillies à Salins sont identiques à celles obtenues dans la région d'Aurillac.

Dans le fossé, limité à l'Ouest par une faille assez importante, l'accumulation débute sur les micaschistes par 30 à 50 mètres d'argiles sableuses rubéfiées à kaolinite dominante. C'est le même faciès que l'on retrouve sur les interfluves, à proximité de la Dordogne -kaolinite 40 à 50 %, smectites 30 à 40 %, illite 20 à 30 % ; analyses de M. N. LE COUSTOMER-, mais il est impossible de préciser si l'on est en présence du niveau de base du fossé de Salins, soulevé par la tectonique post-sédimentaire, ou d'un faciès de bordure synchrone de l'ensemble des dépôts subsidents. Ceux-ci sont ensuite formés par des argiles de plus en plus pures et de moins en moins oxydées où l'illite prend de l'importance aux dépens des smectites qui disparaissent [J. JUNG, 1954, p. 1235]. En remontant dans la séquence, l'illite s'impose pour devenir presque exclusive avec l'acquisition d'une couleur vert foncé. Sur une bonne centaine de mètres, le Paléogène présente alors la même physionomie d'épais niveaux argileux auxquels sont associés des lits minces de calcaires magnésiens et de gypse. Une comparaison sommaire pourrait conduire le chercheur à rapprocher cette succession de celle reconnue dans la partie inférieure du bassin du Puy -illites ludiennes-. Une différence fondamentale sépare, cependant, ces deux ensembles : la présence de strates où l'illite se trouve associée tantôt à la kaolinite, tantôt aux smectites [J. JUNG, 1954]. Au sommet de la colonne sédimentaire, le développement de bancs de calcaires dolomitiques correspond à un retour des smectites -50 à 70 % contre 30 à 40 % d'illite et moins de 10 % de kaolinite, M. N. LE COUSTOMER-.

Ces niveaux offrent une parfaite ressemblance avec ceux d'Aurillac, aussi bien sur le plan de l'organisation du matériel que sur celui de la nature du sédiment [F. PARK, 1973, p. 34]. La palynologie confirme désormais le rapprochement. *Boehlensipollis hohli* a été identifié dans les argiles à illite ; celles-ci appartiennent au Stampien [J. J. CHATEAUNEUF et G. FARJANEL, 1982, p. 14]. Le problème stratigraphique majeur encore posé par le bassin de Mauriac-Salins reste l'âge qu'il convient d'accorder aux décharges détritiques inférieures ou latérales. L'étude des autres dépôts du "Sillon Houiller" va nous guider vers une solution ; on doit pourtant se méfier car nous allons retrouver le phénomène des convergences de faciès entre des matériaux répartis sur un vaste domaine haché en multiples lambeaux par le double effet de la tectonique et de l'érosion.

Les sédiments disséminés le long du "Sillon Houiller", de part et d'autre des cours de la Dordogne et de la Sioule, ont déjà été évoqués dans le chapitre précédent à propos de la crise "bartonienne". Il avait été précisé de quelle manière la recherche appliquée -prospection uranifère- avait, ces dernières années, fait progresser de façon notable la recherche fondamentale [J. L. CARRE, 1979]. Il s'agit maintenant de recenser les points acquis et les incertitudes. Parmi les premiers, on peut classer le contexte structural et la pétrographie du matériel, l'un et l'autre débouchant sur une connaissance satisfaisante de la paléogéographie. La datation des sédiments demeure aujourd'hui la principale inconnue.

De nombreux petits placages tertiaires ont été découverts et sondés par les prospecteurs. Ils correspondent, sur les interfluves qui n'ont pas été recouverts par les laves, à des dépôts piégés par de petits fossés, dont certains sont peut-être post-sédimentaires mais dont beaucoup ont fonctionné de façon évidente au moment du dépôt des couches. L'étude de ces structures démontre l'extrême complication du canevas tectonique paléogène. Les mouvements du sol ont provoqué dans certains secteurs la formation d'une véritable marqueterie de petits grabens de taille hectométrique [J. L. CARRE, 1979, p. 8 et figure 7] ; ils sont également responsables, mais à une autre échelle, de l'affaissement en forme de large gouttière de toute la région du "Sillon Houiller". L'existence de deux trames tectoniques, de style et de taille différents, est évidente : à côté des déformations en "touches de piano" à l'origine de la conservation des lambeaux tertiaires, une ondulation synclinale peut seule expliquer la présence des sédiments conservés sur les interfluves actuels, sous des coulées de lave protectrices. J. L. CARRE a proposé, à partir de la disposition présente du contact socle-Paléogène, une reconstitution en courbes de niveau de la "surface infra-oligocène" [1979, figure 8]. Une longue dépression, profonde d'une cinquantaine de mètres par rapport à son rebord oriental mais parfois d'une centaine du côté du Cantal, y apparaît. Il n'est pas sûr, contrairement à l'idée émise par J. L. CARRE [1979, p. 14], que la plus grande partie de ce gauchissement, en particulier le début du soulèvement du socle cantalien,

remonte à cette époque. Une chose est cependant certaine : l'affaissement du secteur a été capable de permettre la rétention locale de la charge des cours d'eau paléogènes.

Le caractère alluvial de la sédimentation est manifeste : J. L. CARRE a reconstitué de manière convaincante le contexte paléogéographique régional. La zone déprimée du "Sillon Houiller" a logiquement attiré un élément majeur du réseau hydrographique. Sa trace est inscrite dans la géologie sous la forme d'un "mégachenal sableux" bordé, d'un côté et de l'autre, par des zones argileuses caractéristiques de plaine d'inondation [1979, pp. 11 et suivantes]. Le type de milieu ayant présidé à la sédimentation dans le "fossé synclinal" du "Sillon Houiller" correspondrait, ainsi, à celui présent sur les bordures à plongée monoclinale faillée ou flexurée des bassins, avec des systèmes de chenaux où les courants abandonnaient sables et galets, tandis que les espaces intermédiaires voyaient décanter argiles et limons.

Les études minéralogiques menées par J. L. CARRE sur le matériel alluvial ont confirmé l'opposition entre les deux genres de sédiment : la kaolinite dominant les associations argileuses des chenaux sableux -30 à 50 % du total- et la montmorillonite -80 %- celles des argiles palustres.

Tous les résultats obtenus par M. N. LE COUSTOMER sur des échantillons prélevés au Nord du secteur étudié par J. L. CARRE, de Bourg-Lastic à S^t-Gervais-d'Auvergne, s'inscrivent dans cette logique. Ils indiquent cependant plutôt un développement des faciès de plaine d'inondation, avec des cortèges souvent dominés par les smectites. Seules de très rares lentilles plus sableuses -la Jugie- ont montré des pourcentages de kaolinite atteignant au maximum 20 %. Tout se passe dans ce secteur comme si les zones de chenaux n'avaient pas connu un développement semblable à celui visible dans les régions méridionales. Les variations dans l'espace de la topographie paléogène et de l'organisation du réseau hydrographique pourraient expliquer ce phénomène ; ce n'est pas la seule hypothèse plausible, puisque tous les dépôts du "Sillon Houiller" ne sont pas forcément contemporains.

Il n'est pas question de proposer une lithostratigraphie pour un tel matériel : l'imbrication des corps sédimentaires s'étant réalisée de façon variable dans le temps et dans l'espace, il n'existe aucun classement chronologique possible sur la seule base des données sédimentologiques. Il me semble que J. L. CARRE a eu tort de vouloir assimiler, sur ces critères, les terrains paléogènes du "Sillon Houiller" et les dépôts inférieurs du bassin de Salins, suggérant d'accorder aux uns et aux autres un âge stampien inférieur [1979, p. 8]. Il n'est pas exclu que cette opinion soit la bonne -voir ci-dessous-, mais, d'une part, il ne cite aucun argument susceptible de justifier l'âge stampien inférieur des séries détritiques de la base de la série cantalienne, d'autre part, les rapports qu'il établit entre les faciès détritiques type "Sillon Houiller" et les couches inférieures du bassin de Salins restent à démontrer puisqu'on peut tout aussi bien admettre un passage latéral entre les dépôts de bordure et l'ensemble des couches de Salins, ce qui imposerait de situer au Stampien supérieur une partie au moins des alluvions paléogènes du "Sillon Houiller".

On dispose, à ce jour, de très peu de données paléontologiques. Quelques-unes viennent d'être fournies par l'étude palynologique des chercheurs du B.R.G.M. à laquelle il a déjà été fait plusieurs fois allusion [J. J. CHATEAUNEUF et G. FARJANEL, 1982]. Il avait été dit, dans la section consacrée à l'épisode "bartonien", que des sédiments d'âge éocène étaient sans doute présents dans la région Pontaugur-S^t-Gulmier ; on peut penser que les alluvions de S^t-Pierre-du-Cantal décrites par J. L. CARRE sont un peu plus récentes : elles ont livré deux échantillons positifs, aux microflore malheureusement assez pauvres, qui ont juste permis d'établir un âge oligocène, sans plus de précision [1982, p. 14].

Dans le petit bassin d'Olby, un tronc d'arbre fossile appartenant à l'espèce *Paraphyllanthoxylon* sp -détermination C. PRIVE-GILL, communication écrite de M. TURLAND- situe de façon vague les sédiments à l'Eocène ou à l'Oligocène. A propos de ce secteur, les renseignements les plus précis pourraient bien être donnés, une fois n'est pas coutume, par la sédimentologie.

J'ai reconnu dans la partie médiane de la série d'Olby -vallée de la Sioule immédiatement à l'Ouest d'Olby- la présence d'un phénomène sédimentaire très typé que l'on rencontre dans la Limagne d'Issoire à un niveau précis, en l'occurrence le sommet du Stampien inférieur. J. L. DUCREUX [P. AMIEUX *et alii*, 1983] a décrit à proximité de Nonette, juste au-dessus de couches à smectites qui représentent "l'horizon à Striatelles", des figures de sédimentation rares en milieu fluviolacustre, à savoir des septarias. Les nodules de Limagne correspondent à de petites boules argilo-carbonatées, dans lesquelles des fentes de retrait ont été comblées de cristaux de dolomite. Commun dans les dépôts marins, le phénomène est exceptionnel en domaine continental ; il indique en effet "des fluctuations importantes des paramètres tant physiques -niveau des nappes phréatiques, dessiccation- que minéralogique -dolomitisation, processus d'encroûtement- et géochimique -potentiel d'oxydo-réduction, teneurs en bore, manganèse et nickel, etc..."- [1983, p. 17]. J'ai été surpris de découvrir des septarias semblables à celles de Nonette dans plusieurs coupes. L'étude en lame mince ayant confirmé l'identité absolue des différents échantillons, force est de constater que l'apparition des septarias a concerné un domaine assez vaste. J'en ai découvert en dehors du bassin d'Olby :

- à proximité du château d'eau de Mauriat, sur le flanc nord de la butte de la Rodde ;
- dans le petit bassin de Grenier-Montgon, dans les virages de la départementale 653 ;
- sur la butte cotée 494, au Sud de la Roche, dans le bassin de Brioude.

Pour ces trois cas, situés à faible distance de Nonette, il ne semble pas faire de doute que les septarias indiquent un horizon stratigraphique assez précis. Dans le bassin de Brioude en particulier, les septarias appartiennent à un niveau qui est surmonté par les marnes ayant livré la faune de Bournoncle-S^t-Pierre ; on obtient donc confirmation d'une position stratigraphique, dans le Stampien inférieur. Doit-on penser que, placées à plusieurs reprises dans un horizon voisin, les septarias le caractérisent et permettent de le reconnaître à distance ? Après les nombreuses remarques faites auparavant sur le manque de valeur stratigraphique, voire les pièges tendus aux chercheurs par les convergences de faciès, la prudence exigerait peut-être une réponse négative ; ce ne sera pourtant pas le cas. Avec beaucoup de réserves, parce que mes compétences limitées en matière de sédimentologie m'interdisent de saisir toutes les données du problème soulevé, j'aurai tendance, surtout en raison du caractère exceptionnel du processus de septarisation en milieu continental, à croire qu'il a pu se produire partout au même moment, c'est-à-dire dans la première moitié du Stampien inférieur. Ceci aboutit à proposer un âge stampien au sens large pour les sédiments du petit bassin d'Olby qui seraient ainsi indépendants et légèrement postérieurs à la première vague de dépôts enregistrée par la moitié nord du "Sillon Houiller", datée, avons-nous dit, de l'Eocène supérieur à l'Oligocène inférieur. La partie médiane du "Sillon Houiller" entre Bourg-Lastic et S^t-Gervais-d'Auvergne aurait, dans le cadre de cette hypothèse, connu une sédimentation faible et presque continue entre le "Bartono-Ludien" et le Stampien ; mais elle serait située à la charnière entre deux domaines différents, puisque les alluvions supérieures traduiraient l'extension maximale vers l'Ouest des séries stampiennes des Limagnes de l'Allier, alors que les alluvions inférieures constitueraient le prolongement méridional des dépôts de basse Combrailles, dont il va être question maintenant.

d - LES SEDIMENTS "OLIGOCENES" DES BASSES COMBRAILLES :

Ces matériaux occupent indiscutablement une position originale : il s'agit des seuls dépôts du Paléogène supérieur situés franchement à l'Ouest du "Sillon Houiller".

Il est inutile de revenir sur la description des terrains des bassins de Gouzon, Cosne-d'Allier et Montluçon qui a été réalisée dans le chapitre précédent -voir page 323 et suivantes- puisqu'ils sont associés à des niveaux éocènes. Il est très difficile, pour ne pas dire impossible, d'évaluer avec exactitude, dans l'état actuel des connaissances stratigraphiques, la part de la sédimentation à attribuer au Ludien moyen et supérieur ou à l'Oligocène. L'unique certitude est, pour l'instant, que tous ces fossés se sont amorcés à l'Eocène et que leur colmatage s'est réalisé de façon graduelle dans le temps, jusqu'au début du Stampien, la réalité des arrivées détritiques "bartono-ludiennes" ne devant pas faire oublier celles de l'Eocène terminal et/ou de l'Oligocène inférieur.

Deux constatations s'imposent au sujet des séries sédimentaires de la bordure centre-nord du Massif Central.

- Il n'y a pas eu de changement fondamental dans le rythme de la sédimentation. Si des périodes d'accumulation plus importantes ont éventuellement succédé à des épisodes d'arrêt ou de fort ralentissement de la subsidence, aucun effondrement de grande ampleur ne s'est produit. Autrement dit, la crise du Ludien moyen élevé n'a pas eu de conséquence particulière dans ce secteur, bien qu'une tectonique active ait fonctionné dans la région à cette époque.

- La nature des dépôts paléogènes des bassins, soit ne présente aucune variation notable de bas en haut de la colonne sédimentaire -Gouzon, Cosne-d'Allier-, soit révèle une transformation progressive qui prend des allures de série positive -Montluçon, Vicq-Exempt-. On ne retrouve pas le rythme et les coupures sédimentaires observées dans l'Est du Massif Central.

L'une et l'autre de ces remarques vont dans le même sens : elles apportent la preuve d'une évolution indépendante des régions placées de chaque côté du "Sillon Houiller" et soulignent son rôle de limite structurale.

La principale question stratigraphique qui doit être débattue dans ce paragraphe concerne l'âge de la fin de la sédimentation. Devant l'impossibilité de placer la coupure Eocène-Oligocène et à plus forte raison celle, plus importante pour le présent travail, Ludien inférieur-Ludien moyen, il serait en effet souhaitable d'établir au moins un rapport entre les couches terminales des bassins de basse Combrailles et les séries des limagnes.

A Vicq-Exempt et à la Célette, *Nystia duchasteli*, caractéristique de l'"horizon à Striatelles" du Pays des Couzes, permet les comparaisons les plus précises : l'arrêt de la sédimentation se serait produit dans le bassin de Montluçon et ses dépendances au tout début de l'Oligocène. Le bassin Domérat-Montluçon serait le plus intéressant à dater puisque c'est lui qui contient la plus forte épaisseur de terrains paléogènes et semble-t-il la série la plus complète. Les niveaux d'argiles vertes et les bancs carbonatés à lits siliceux sommitaux n'ont pas encore livré de fossile. La comparaison avec les deux secteurs précédents paraît s'imposer [A. LESVIGNES, 1981] ; elle reste à prouver sur des bases paléontologiques. La série dans son ensemble rappelle celle de la Brenne -voir page 323 et suivantes- ; son organisation positive, l'association des faciès, mais aussi et surtout les points de repère stratigraphiques dont on dispose amènent à la mettre en parallèle avec les couches inférieures du Lembroun -voir pages 321 et 391-. A partir de là, j'aurais tendance à attribuer la décharge détritique à sables feldspathiques et les niveaux carbonatés terminaux au Ludien supérieur.

Rien n'assure malgré tout que tous les fossés de la région aient eu une histoire parfaitement identique. L'exemple du bassin de Cosne-d'Allier, le plus proche des Limagnes, semble fournir la démonstration de cette indépendance des comportements. G. FARJANEL et M. TURLAND ont attribué la microflore présente dans les argiles sableuses "intermédiaires" -voir page 325- à l'Oligocène supérieur [1985, p. 14] ; je la crois plutôt représentative de la fin du Stampien -l'association de *Picea*, *Tsuga* et *Aglaoreidia cyclops* est uniquement réalisée dans la zone IIIe de G. GORIN [1975]-, mais la différence est de peu d'intérêt pour le sujet débattu, car on détient de toute façon l'assurance d'une reprise de la subsidence après l'épisode de l'Eocène supérieur-extrême base de l'Oligocène. L'arrêt de l'accumulation a coïncidé, comme en Brenne, avec le développement de paléosols rubéfiés qui soulignent la discordance Paléogène inférieur et moyen-Paléogène supérieur. Le retour des mouvements du sol, après une interruption concernant à peu près le Stampien, ne doit pas étonner. Le fait est bien établi dans tout le Sud du Bassin Parisien puisqu'il correspond aux dépôts de plusieurs nappes de calcaires lacustres -S^t-Ambroix et S^t-Florent en particulier [G. LABLANCHE, 1982]-. On ne peut, d'autre part, pas manquer de comparer ces phénomènes à ceux observés en Languedoc, où un arrêt de la distension s'est également produit au Stampien.

Avant d'en terminer avec l'étude des dépôts du Massif Central, il reste à évaluer les volumes de matériaux accumulés le long de la moitié septentrionale du "Sillon Houiller" et en basses Combrailles. Traiter en commun cette question pour les deux séries de bassins se justifie, dans la mesure où la difficulté consiste dans les deux cas, à apprécier la part à réserver aux arrivées d'âge "éocène" ou "oligocène" -voir pages 327 et 328-. En considérant l'ensemble des sédiments qui se sont déposés dans les creux structuraux paléogènes de cette région, on obtient un chiffre légèrement inférieur à une trentaine de kilomètres cubes ; en raison des attributions proposées pour le "Bartono-Ludien", le cubage du "Paléogène supérieur" doit être situé entre la moitié et les deux tiers de l'accumulation, soit entre 15 et 20 km³.

* * *

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE 3 : LE MASSIF CENTRAL AU "PALEOGENE INFERIEUR"	273
A - L'EPISODE "GARIMNIEN"	275
B - L'EPISODE "ILERDIEN"	278
1 - L'EPISODE "ILERDIEN" EN AQUITAINE	279
a - L'AQUITAINE MERIDIONALE	279
b - LE QUERCY	279
c - L'AQUITAINE SEPTENTRIONALE	280
2 - L'EPISODE "ILERDIEN" (= SPARNACIEN ET CUSIEN) DANS LE BASSIN DE PARIS	284
a - LES DEPOTS CONTINENTAUX DU SUD DU BASSIN DE PARIS	284
b - LES ARGILES ET LES SABLES DU SPARNACIEN ET DU CUSIEN	286
3 - L'EPISODE "ILERDIEN" A L'EST DU MASSIF CENTRAL	288
a - LE MACONNAIS	289
b - LE SOCLE	292

C - L'ACCALMIE DE L'EOCENE MOYEN	295
1 - LE BASSIN DE PARIS AU LUTETIEN	295
2 - LE COULOIR SEQUANO-RHODANIEN ET LE LANGUEDOC AU LUTETIEN	297
3 - L'ACCALMIE LUTETIENNE AU SUD DU MASSIF CENTRAL ET EN AQUITAINE	297
4 - LE MASSIF CENTRAL AU LUTETIEN	299
a - LES ARKOSES LUTETIENNES DU VELAY	300
b - LES ALLUVIONS LUTETIENNES DU NORD-EST DU LIMOUSIN	302
D - LA CRISE "BARTONIENNE"	304
1 - LA CRISE "BARTONIENNE" DE LA "MONTAGNE NOIRE" AU PERIGORD	304
2 - LA CRISE "BARTONIENNE" SUR LE SEUIL DU POITOU ET DANS LE BASSIN PARISIEN	307
a - LE SEUIL DU POITOU	307
b - LA BRENNNE	308
c - LE CENTRE DU BASSIN ET SES MARGES OCCIDENTALES	310
d - LES MARGES MERIDIONALES DU BASSIN	312
3 - LA CRISE "BARTONIENNE" A L'EST DU MASSIF CENTRAL	313
4 - LA CRISE "BARTONIENNE" A L'INTERIEUR DU MASSIF CENTRAL	316
a - LA CRISE "BARTONIENNE" EN ROUERGUE	316
b - LA CRISE "BARTONIENNE" AU COEUR DU MASSIF CENTRAL	318
c - LE "BARTONIEN" DANS LE CENTRE NORD DU MASSIF CENTRAL	323
d - CONCLUSION SUR LA CRISE "BARTONIENNE" DANS LE MASSIF CENTRAL	328
E - L'EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DU MASSIF CENTRAL AU "PALEOGENE INFERIEUR"	329
1 - LE CONTEXTE BIOCLIMATIQUE	329
a - LES CLIMATS EOCENES POUR LES GEOMORPHOLOGUES ET LES GEOLOGUES	329
b - LES APPORTS DE LA PALYNOLOGIE	331
c - LES LIMITES DES VARIATIONS CLIMATIQUES EOCENES	332
2 - L'EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DU MASSIF CENTRAL A L'EOCENE	334
a - LES DIFFICULTES DE L'ESTIMATION DES VOLUMES REPRESENTES PAR LES FORMATIONS CORRELATIVES	334
b - LES RENSEIGNEMENTS APPORTES PAR LE VOLUME DES SEDIMENTS	335
c - LES RENSEIGNEMENTS APPORTES PAR LE DEGRE D'ALTERATION DES SEDIMENTS	341
d - LA QUESTION DES PALEOTOPOGRAPHIES FOSSILISEES	350
1°) LA BRENNNE	350
2°) LE BAS ROUERGUE	351
CONCLUSIONS DU CHAPITRE 3	354
CHAPITRE 4 : LE MASSIF CENTRAL A L'OLIGOCENE	356
A - LA PHASE DE DISTENSION "OLIGOCENE"	357
1 - LES STRUCTURES DISTENSIVES DE L'EUROPE DE L'OUEST	357
2 - LES CAUSES DE LA DISTENSION OLIGOCENE A L'ECHELLE DES PLAQUES	359
3 - LA PLACE DE LA DISTENSION DANS LA STRATIGRAPHIE	360
a - LES DIFFICULTES DE LA MISE EN EVIDENCE DU DEBUT DE LA DISTENSION	360
b - STRATIGRAPHIE ET EVOLUTION PALEO GEOGEOGRAPHIQUE DU MASSIF CENTRAL	361
B - ETUDE DES GRANDS FOSSES "OLIGOCENES"	364
1 - LES FOSSES DE LA SAONE ET DU RHONE	364
a - LA BRESSE	364
b - LE BAS-DAUPHINE	366
2 - LES FOSSES DU SUD-EST	367
a - LES BASSINS PROVENCAUX	367
b - LES BASSINS LANGUEDOCIENS	369
3 - LES FOSSES DE LA LOIRE	372
a - LE BASSIN DU VELAY	372
b - LE BASSIN DE MONTEBRISON	377
c - LE BASSIN ROANNE-DIGOIN	379
d - LES LIMAGNES DE L'ALLIER	383
1°) LES STRUCTURES	384
2°) LA STRATIGRAPHIE DES TERRAINS "OLIGOCENES"	386
4 - LES FOSSES FAIBLEMENT SUBSIDENTS DU COEUR DU MASSIF CENTRAL	393
a - LA BASSE MARGERIDE	393
b - LE PALEOGENE PERICANTALIEN	394
c - LES TERRAINS OLIGOCENES DU "SILLON HOULLER"	396
d - LES SEDIMENTS "OLIGOCENES" DE BASSE COMBRAILLES	398

Imprimé à SAINT-ETIENNE par l'auteur

Dépôt légal : 1^{er} trimestre 1991
