



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 Tome II 400-522. Alain Le Griel, pp.116, 1991. hal-00850034

HAL Id: hal-00850034

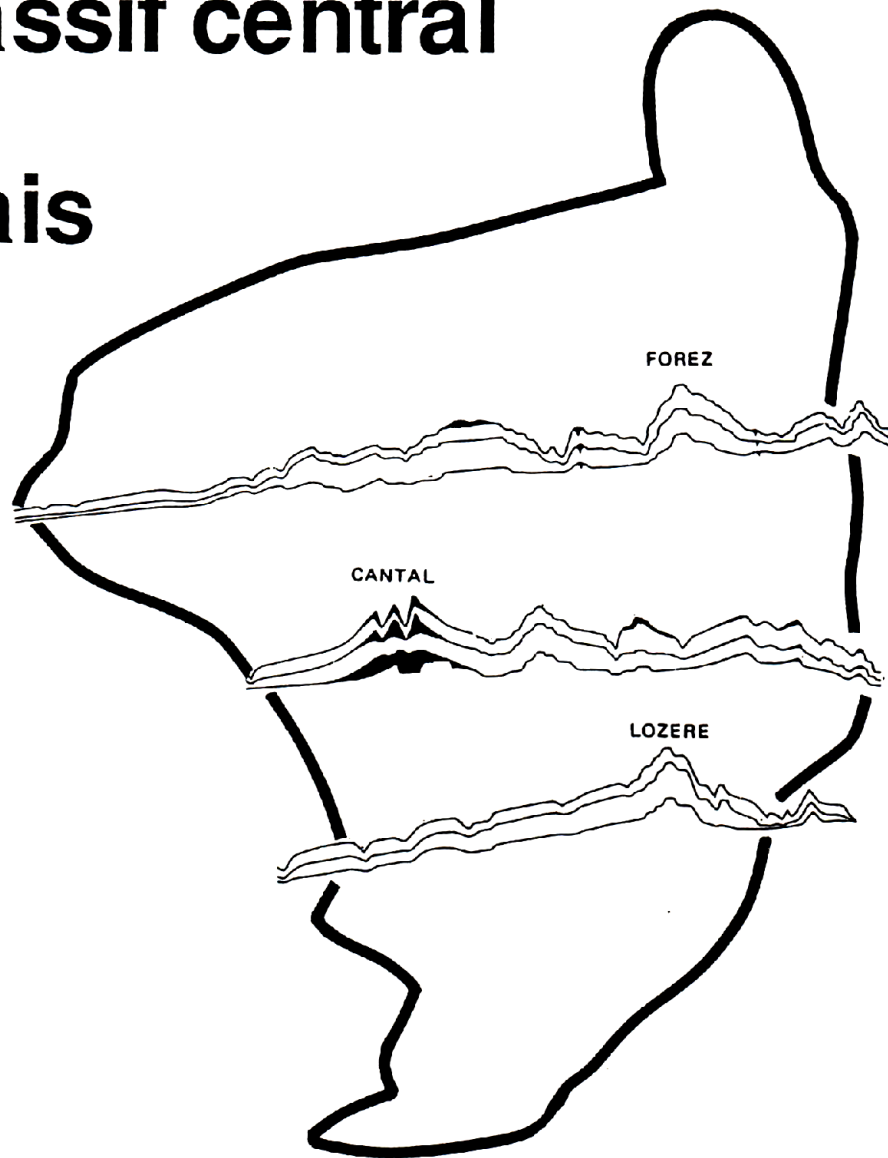
<https://hal.science/hal-00850034>

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 II

ALAIN LE GRIEL

LIVRE II

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

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

- C -

L'EVOLUTION DES GRANDS BASSINS SEDIMENTAIRES A L'"OLIGOCENE"

* * *

L'intérêt de leur étude, primordial pour les étapes morphogéniques antérieures, se trouve fortement réduit dans le cas de l'évolution "oligocène" en raison des modalités particulières de la tectonique. La présence tout autour du socle -Berry, Poitou, Périgord- de cuvettes lacustres dans lesquelles ont sédimenté des calcaires d'âge divers, met en évidence la faiblesse de la charge des rivières qui s'écoulaient depuis le socle en direction des bassins sédimentaires. On ne saurait toutefois négliger les événements dont la trace a été conservée dans les séries sédimentaires de ces grands bassins. C'est là que l'on peut établir les corrélations les plus sûres entre l'évolution biologique marine, base de la chronostratigraphie, et les principaux faits de l'histoire continentale. Ce n'est pas un hasard si la plupart des références déjà utilisées en matière de faune ou de flore portaient sur le bassin de Paris. Il convient, maintenant, de permettre aux lecteurs de mieux situer ces références, en présentant un rapide tour d'horizon des données paléogéographiques enregistrées par chacun des deux grands bassins sédimentaires français. Je profiterai, par ailleurs, de l'occasion offerte pour réfléchir sur la situation chronologique exacte d'un certain nombre d'épisodes importants connus par le Massif central.

1 - LE BASSIN DE PARIS :

Dans le chapitre consacré à l'Eocène, la description des terrains de la partie centrale de la cuvette s'était arrêtée au sommet des sables bartoniens. Souvent associées à l'intérieur du Massif Central au Bartonien, les couches du Ludien inférieur représentent au coeur du Bassin Parisien assez peu de chose : une forte transgression marine n'a laissé que les très modestes -un à deux mètres d'épaisseur- marnes à *Pholadomya ludensis*.

Pendant toute une partie du Ludien moyen, du dépôt de la "Troisième masse du gypse" aux "Marnes d'entre deux Masses", la subsidence est restée faible : l'ensemble de ces niveaux ne dépasse pas une quinzaine de mètres. C'est seulement avec le Ludien moyen élevé, c'est-à-dire lors du début de la grande phase de distension qui s'est traduite par l'ouverture accélérée du "Rift ouest-européen", qu'une brutale augmentation de l'épaisseur des terrains a eu lieu : la "Haute masse du gypse" possède près d'une vingtaine de mètres de puissance, soit autant que toutes les autres couches du Ludien réunies. Le phénomène s'est poursuivi avec les "Marnes supragypseuses" qui ont une importance comparable.

Pendant la durée de dépôt de la série ludienne, la granulométrie très fine des sédiments, dont la majeure partie -carbonates, sulfates- a été précipitée, ne laisse guère de doute sur l'origine des matériaux. Il est impossible de mettre en évidence des apports de l'arrière-pays que l'on doit supposer d'une planéité extrême ; l'ampleur prise par les déplacements de rivage, au Ludien, impose du reste cette idée.

La succession de divers faciès et leur moindre épaisseur au début du Stampien semblent être allées de pair avec un ralentissement de la subsidence dans la partie centrale du bassin. On ne doit pas pourtant conclure à l'arrêt des mouvements du sol : les déplacements rapides des lignes de rivage seraient alors incompréhensibles, or ils ont été extrêmement nombreux : transgression lagunaire de l'"Argile verte", régression contemporaine du dépôt des "Caillasses d'Orgemont", transgression marine de la base du "Calcaire de Sannois" suivie d'une régression à son sommet, nouvelle extension des influences marines lors de la sédimentation des "Marnes à huîtres inférieures", brève phase régressive avec celle de la "Marne blanche de Longjumeau" et, enfin, amorce de la grande transgression stampienne à partir des "Marnes à huîtres supérieures".

C'est à l'occasion du dépôt des "Sables de Fontainebleau" que subsidence et reprise d'érosion provoquées par des déformations indiquent une nouvelle et importante phase tectonique responsable d'une modification du relief. S'étendant aujourd'hui sur environ 12 000 km² avec une épaisseur moyenne d'à peu près 35 mètres -ils dépassent localement 70 mètres-, les "Sables de Fontainebleau" forment une masse détritique presque entièrement sableuse de plus de 400 km³. Si l'on devait leur appliquer les coefficients utilisés dans le paragraphe sur le Crétacé et leur attribuer une provenance directe du socle, ils témoigneraient d'une puissante phase de morphogénèse ; plusieurs indices tendent à nuancer, voire à infirmer, cette hypothèse. Les "Sables de

Fontainebleau" sont constitués de particules fines et usées. Ils contiennent de très rares feldspaths. Leur cortège de minéraux lourds [J. RIVELINE in C. CAVELIER *et alii*, 1980, p. 407] est dominé au Nord -Vexin, Parisis, Valois- par la tourmaline, devant le zircon -60 à 75 % pour les deux- et le rutile, au Sud -Hurepoix, Brie- par le zircon devant la tourmaline et le rutile -70 à 80 %-. Les espèces associées caractéristiques du métamorphisme sont les habituels minéraux résistants de la catégorie : andalousite à l'Ouest, staurotide au Sud et à l'Est, quelques rares minéraux réputés plus fragiles, grenat, épidote ou disthène pouvant être considérés soit comme la marque d'apports directs depuis le socle, soit comme la reprise d'un stock moins évolué. Malgré le travail d'usure effectué par la mer stampienne, l'idée de remaniements paraît s'imposer. Tous les sédimentologues qui ont eu l'occasion d'étudier les sables stampiens ont conclu dans ce sens, de L. CAYEUX [1906] à J. RIVELINE [1971]. Le débat engagé entre les spécialistes n'a concerné en définitive que l'âge exact des assises mises à contribution. Pour s'en tenir aux terrains originaires du Massif Central, une contribution indirecte du Massif Armoricaïn par l'intermédiaire des sables éocènes étant vraisemblable, la discussion a porté sur l'importance respective des stocks mobilisés à partir des sables albiens et des sables paléogènes. A. VATAN [1938 a] et J. GRAS [1963] ont opté pour un lien direct entre Albien et Stampien tandis que J. RIVELINE [1971] a contesté ce choix et d'abord placé l'origine des sables oligocènes dans les "alluvions sparnaciennes". Les lecteurs qui ont suivi avec attention mon raisonnement sur le plan de la morphogénèse, comprendront ma préférence pour la seconde prise de position. L'évolution du relief s'étant déroulée par retouches successives, il n'est pas possible de supposer, au Stampien, une forte et brutale surrection des assises albiennes qui, après avoir été longtemps protégées, auraient été brusquement mises à contribution. Elles l'ont été dès la crise "ilderienne" ; on ne peut nier leur participation postérieure à la sédimentation stampienne, mais par le relais des sédiments éocènes auxquels des altérites prélevées directement sur le socle s'étaient jointes en assez faible quantité.

Tous les sables affleurant dans le plan de la topographie oligocène inscrite sur les auréoles sédimentaires ont donc contribué, quel que soit leur âge, à alimenter la mer stampienne. Il est impossible de préciser la part en volume prise par le matériel en provenance du Sud et du Sud-Est du bassin de Paris ; la seule chose certaine est que la mobilisation s'est faite dans ce secteur par apparition de pentes nouvelles et temporaires. Le dépôt des calcaires du Berry de première génération -Eocène supérieur à Oligocène inférieur- puis de ceux de seconde génération -Stampien supérieur- assure, en effet, de l'absence de charges alluviales, en saltation et même en suspension, sur le réseau hydrographique régional avant et après l'épisode du "Stampien inférieur" -au sens strict donné à l'expression par les géologues du bassin de Paris, c'est-à-dire pour une période allant de la fin de la sédimentation du "Calcaire de Brie" au début de celui du "Calcaire de Beauce"-. L'importance des pentes apparues alors ne doit d'ailleurs pas être exagérée : les déclivités nouvelles ont assuré un meilleur écoulement des tranches d'eau et un débit plus fort des rivières. Mais le travail des eaux courantes s'est limité à évacuer la partie la plus fine des alluvions éocènes, abandonnant leur fraction grossière sur place pour d'autres crises morphogéniques de puissance supérieure -Néogène-. Malgré la présence de pente, l'organisation de la topographie n'a jamais permis à d'appréciables quantités d'altérites, formées à cette époque sur le Massif Central, de gagner le niveau de base marin. Tout se passe comme si les événements du Bassin Parisien avaient constitué une sorte d'écho affaibli des phénomènes observés dans le Massif Central. Il est donc indispensable d'essayer de s'interroger de façon un peu plus précise sur les rapports chronologiques qui ont pu exister entre les événements enregistrés par les deux domaines.

Pour le chercheur intéressé par la paléogéographie du Massif Central, la principale question à résoudre est de savoir s'il a existé ou non un synchronisme rigoureux dans le jeu des différentes structures à l'Oligocène. Autrement dit, il s'agit de s'interroger sur la réalité d'un épisode tectonique majeur qui aurait concerné la presque totalité du territoire français, provoquant une des plus fortes décharges détritiques paléogènes. Par référence aux circonstances reconnues à l'intérieur du socle et dans le Bassin Parisien, l'unique place susceptible d'être attribuée à un tel événement se situe au Stampien. Pour être plus précis, il faut se demander si une corrélation est possible entre la grande phase d'extension enregistrée dans la première moitié de l'Oligocène par les limagnes et la puissante transgression de la mer des Sables de Fontainebleau. Bien que les analyses régionales, effectuées précédemment, n'aient pas imposé l'idée de cette correspondance, son éventualité mérite d'être examinée de près.

Les études anciennes [M. BOULE, 1892 - J. GIRAUD, 1902] avaient habitué les géologues à l'idée d'un contenu sédimentaire d'âge oligocène organisé en deux cycles distincts : un "cycle sannoisien", constitué par une première séquence positive bien visible dans les limagnes méridionales -Le Puy, Brioude, Issoire-, et un "cycle stampien", seconde séquence positive très épaisse, disparaissant localement sous des terrains aquitaniens. La présentation des terrains paléogènes faite par J. JUNG [1946] reprenait un schéma qui n'a finalement été discuté, et encore de manière partielle, qu'à l'occasion de la publication récente des nouvelles cartes géologiques au 50.000^{ème}.

Le premier facteur de remise en cause, à l'échelle des bassins, de la validité de ce schéma a été le travail de G. GORIN. Il est curieux, cependant, de constater qu'il a été très peu utilisé par les auteurs directement préoccupés de stratigraphie régionale. L'article publié en 1979 par P. LARQUE et F. WEBER en est un exemple frappant : ces deux auteurs ont tenté de broser un tableau de la sédimentation tertiaire sans faire la moindre allusion à la palynologie. Or il est désormais bien établi, grâce aux microflore fossiles, que les grands fossés du Massif Central se sont ouverts comme leurs homologues du "Rift ouest-européen" dès l'Eocène supérieur, connaissant une phase de subsidence accélérée à l'Eocène terminal.

Il faut, à partir de là, revoir en totalité les interprétations traditionnelles, l'idée d'une séquence positive "sannoisienne" étant, à mon sens, la première à devoir être reconsidérée. J'ai évoqué, dans le paragraphe sur les limagnes de l'Allier, la position qu'il convenait selon moi de donner à la série inférieure du Pays des Couzes : elle serait un peu plus ancienne que l'âge "sannoisien" qui lui est habituellement donné ; j'aurais tendance, en revanche, à croire les alluvions sableuses qui recouvrent à peu près partout les niveaux ludiens -Velay, Brioude- postérieurs, dans leur grande majorité, au Sannoisien.

Un élément très important d'appréciation de ce problème se trouve dans le bassin du Puy. Deux hypothèses peuvent en effet être proposées en ce qui concerne la position stratigraphique des terrains détritiques de la série supérieure vellave.

- Certaines observations sédimentologiques ont conduit les géologues à établir un parallèle entre les Sables de la Laussonne, dont le caractère transgressif par rapport aux dépôts ludiens ne fait aucun doute, et les couches carbonatées qui contiennent la faune de Ronzon [nouvelle carte géologique du Puy et travaux de P. LARQUE et F. WEBER, voir page 373]. L'exactitude de ces corrélations permettrait d'affirmer que la puissante décharge alluviale oligocène du Velay s'est bien amorcée, dans cette région, à l'époque "sannoisienne" du bassin de Paris.

- Dans une seconde hypothèse, on est amené à se demander si les calcaires de Ronzon représentent bien un équivalent latéral de toute la série des "Sables de la Laussonne" ou s'ils ne seraient pas plutôt représentatifs de leur base, juste avant que ne s'amorce l'épisode stampien du déplacement de la cuvette de sédimentation -voir les remarques sur l'identité de position des faunes du Mont Anis et de Ronzon, page 373, en regard des modalités de la tectonique synsédimentaire, pages 376 et 377-. L'âge des argiles sableuses du Velay pourrait, dans ce cas, être identique à celui des matériaux de même faciès qui ont livré les faunes de Bournoncle-S^t-Pierre, de Vendèze, de la Bénissons-Dieu ou de Boudes, soit de la seconde partie du Stampien inférieur.

Il va sans dire que du choix opéré entre ces deux interprétations ne dépend pas la solution du problème à l'échelle du Massif Central, les faits enregistrés dans le Velay, dont l'originalité structurale a été signalée, constituent peut-être une exception. Il n'empêche que la vérification d'un âge "stampien moyen", et non pas "sannoisien", des couches oligocènes vellaves enlèverait un argument de taille à la thèse traditionnelle du "cycle sannoisien" ; dans l'état actuel des connaissances, il n'existe, en effet, nulle part ailleurs à l'intérieur des bassins du Massif Central de données stratigraphiques et paléontologiques démontrant l'âge oligocène basal des décharges détritiques qui ont coïncidé avec l'extension des assises paléogènes -le Malzieu, Couzes, Olby, Ebreuil-.

Par souci d'harmoniser les points de vue ou d'assouplir la reconstitution paléogéographique, des chercheurs seront peut-être tentés par une position intermédiaire et concluront à une extension régulière et progressive des séries détritiques surmontant les dépôts éocènes. En admettant l'âge ludien terminal de "l'horizon à Striatelles", on pourrait ainsi dater du tout début du Stampien inférieur -donc du "Sannoisien"- les alluvions sableuses ayant fossilisé les calcaires de Montaigut-le-Blanc, et attribuer un caractère hétérochrone à la base transgressive de ces alluvions vers l'Ouest, le maximum de l'extension étant contemporain de l'épisode des Sables de Fontainebleau. La solution est effectivement commode ; elle s'adapte, en partie, au schéma qui a été suggéré pour le bassin du Puy, où la surrection post-ludienne du seuil de Chaspinhac a sans doute été progressive. Je ne la retiendrai pas dans un schéma portant sur l'ensemble des fossés du Massif Central pour deux raisons.

- La première tient aux rythmes de la tectogenèse. On possède de multiples témoignages de l'évolution très discontinue des données structurales pour la période paléogène dans le domaine de la plaque ouest-européenne. Le bassin de Paris et sa sédimentation marine bien datée sont là pour démontrer que de véritables crises, brèves et violentes si on les considère à l'échelle des temps géologiques se sont bel et bien produites alors.

- Les caractères granulométriques du matériel grossier accumulé sur la bordure des bassins du Massif Central ne doivent pas abuser l'observateur. Les faciès identiques pour des âges différents sont des faits acquis, mais ces deux données ne préjugent en rien du rythme de dépôt. Des décharges très importantes en volume ont pu se produire à certaines époques, les apports étant plus limités à d'autres. Ceci signifie qu'en dépit de leur nature hétérochrone les alluvions sableuses transgressives ont peut-être sédimenté en un temps très court en regard de la durée du Stampien inférieur.

Ces deux arguments, confirmés à mon sens par l'étude des grands forages qui montrent la pénétration très avant dans les cuvettes des couches détritiques du Stampien inférieur (fig. 84 et 85), m'amènent à conclure à une phase d'extension brutale des limagnes qu'il me semble logique de corréliser avec la transgression de la mer des Sables de Fontainebleau. Dans cette hypothèse, le début de l'Oligocène aurait correspondu, dans les bassins du Massif Central, à un épisode soit d'accalmie relative, soit plus vraisemblablement de régression avec affaissement localisé. On retrouverait ainsi le phénomène qui apparaît bien dans le fossé d'Alès en raison de ses couches paléontologiquement datées : il y aurait eu modification de l'espace affecté par la sédimentation, l'unique, mais importante, différence entre Massif Central et Languedoc a toutefois été l'absence, au Sud, de la crise stampienne. J'y verrai personnellement une nouvelle confirmation d'un lien étroit entre évolution du Bassin Parisien et des limagnes : l'impulsion structurale de ces événements est venue du Nord. La preuve en est d'ailleurs administrée dans le fossé Rhénan, où la transgression rupélienne

s'est faite à partir des régions septentrionales, au contraire de la transgression latdorfiennne d'origine méridionale [C. SITTLER, 1965].

Il est possible de poursuivre plus avant la comparaison entre Massif Central et bassin de Paris : la multiplication des faciès marno-calcaires dans la partie supérieure du Stampien des limagnes est allée de pair avec le dépôt du calcaire d'Etampes. On en possède l'absolue certitude, puisque les faunes de la Sauvetat et d'Antoingt, qui accompagnent ces niveaux en Auvergne, appartiennent à la même biozone que les gisements de la Ferté-Alais et Etampes. IL est d'ailleurs intéressant de noter la parfaite symétrie de comportement entre l'espace marin de la région parisienne et les milieux lacustres du socle : le premier et les seconds ont diminué de taille à ce moment-là. Tandis que le Calcaire d'Etampes se déposait sous une tranche d'eau douce, la sédimentation se réduisait à la périphérie des fossés, la subsidence se limitant aux parties centrales des cuvettes. Le formidable retrait vers le Nord-Ouest de la mer du Bassin Parisien, au tout début de l'Oligocène supérieur, pouvant être mis en parallèle avec le déplacement de la zone de sédimentation au sein des limagnes de l'Allier, l'arrêt définitif des dépôts dans les régions cantaliennes, et la reprise des mouvements négatifs en Languedoc.

Les calcaires de Beauce, dont la base est stampienne supérieure, ont livré dans leur partie terminale, à Selles-sur-Cher, une faune de l'Aquitanienn supérieur -zone de Laugnac-. La formation, épaisse d'une quarantaine de mètres, pose en conséquence le problème de l'individualisation de tout l'Oligocène supérieur. On n'y a pas reconnu de Mammifères -zones de Cournon à Coderet- ou de Gastéropodes -couches à "Helix ramondi"- caractéristiques de la période. Rien n'interdit cependant de penser que l'Oligocène supérieur soit représenté, en totalité ou en partie, par les formations azoïques intermédiaires : "Calcaire de Pithiviers" ou "Molasse du Gâtinais", une lacune temporaire plus ou moins longue ayant pu se produire d'autre part, comme le suggère l'existence de faciès calcaires restructurés parmi les assises non fossilifères. Quoi qu'il en ait été, de nombreux points communs unissent les sédiments beaucerons et ceux du Massif Central ; trois au moins doivent être soulignés.

- Le mélange entre des faciès précipités centraux et des faciès détritiques latéraux. Outre la "Molasse du Gâtinais" que l'on vient d'évoquer, plusieurs autres formations présentent des apports argilo-sableux : il en est ainsi de la "Molasse de Varenne" au Sud de la Sologne, des "Marnes de Voise" à l'Ouest, et des "Marnes de S^t-Marc" qui séparent, dans la région d'Orléans, le calcaire d'Etampes de celui de Beauce. G. DENIZOT a fait remarquer l'importance de la présence de cristaux de feldspaths dans ces dépôts : il y a reconnu des "apports sans doute originaires des limagnes d'Auvergne" et les premiers indices de "la formation du bassin de la Loire" [notice de la carte géologique au 50.000^{ème} de Montargis, 1971, p. 3]. Sans aller aussi loin, j'admettrai que ce matériel représente, effectivement, les premiers témoignages d'une exportation d'altérites arénacées à partir du Massif Central depuis les débuts de la grande phase de distension oligocène.

- Un second point commun concerne précisément l'affirmation, au cours de cette période, de certains traits structuraux qui vont s'amplifier au Néogène : le déplacement, vers le Nord, de l'ombilic de subsidence des limagnes et la migration, vers le Sud, de l'ombilic de subsidence du bassin de Paris. Ce double mouvement ne paraît avoir été possible qu'à l'occasion d'une modification sensible de la répartition des contraintes dans la partie concernée de la plaque ouest-européenne. L'ampleur moindre de l'affaissement à l'intérieur du Massif Central, souligné par un endoréisme alluvial lui-même moins affirmé, confirme avec clarté la vigueur du changement. Dans les deux régions, l'Oligocène supérieur s'est donc présenté comme une période de transition, terminant une étape de l'évolution structurale et annonçant la suivante.

- En liaison directe avec les faits précédents, le troisième et dernier point commun n'est pas le moins remarquable : malgré l'absence possible dans le Bassin Parisien d'une fraction de l'Oligocène supérieur, on retrouve dans les deux domaines un passage sans rupture notable entre l'Oligocène et le début de l'Aquitanienn, pourtant rangé dans le Néogène par les stratigraphes sur la base d'arguments convaincants. La lente disparition des contraintes propres à la seconde partie du Paléogène a permis la poursuite de la sédimentation dans des conditions voisines. Nous venons de signaler la présence de Mammifères de la zone de Laugnac à l'extrême Sud du lac de Beauce, des fossiles d'un âge très voisin ont été découverts en Bourbonnais dont les gisements de Saulcet, S^t-Gérard-le-Puy et Montaigu. Ils appartiennent aux zones MN 1 -zone de Paulhac de l'Aquitanienn inférieur- et MN 2 -zone de Montaigu-le-Blin de l'Aquitanienn moyen-. On trouve surtout, en Grande Limagne, le gisement de Marcoin [J. GIRAUD, 1902 et H. TOBIEN, 1963] auquel il a déjà été fait allusion -voir pages 386 et 387-. La faune découverte à Marcoin est à mon sens d'une grande importance : elle achève d'établir un lien avec la Beauce puisqu'elle date de l'Aquitanienn supérieur -zone de Laugnac-, elle permet surtout, comme nous le verrons dans le chapitre suivant, de régler en partie un quiproquo de près d'un siècle : celui des "Sables feldspathiques burdigaliens" -voir page 437-.

2 - L'AQUITAINE AU "PALEOGENE SUPERIEUR" :

Sur les marges sud-ouest du Massif Central, l'évolution de la période allant du Ludien moyen à l'Oligocène supérieur s'est inscrite dans la droite ligne des événements éocènes : les données structurales majeures ont été placées sous l'influence directe de la compression pyrénéenne.

En périphérie de la Montagne Noire, les séries bartoniennes sont surmontées par des alternances de bancs molassiques et calcaires parmi lesquels tous les étages, du Ludien au Stampien supérieur, sont représentés. On ne doit pas prendre en considération, dans ce travail, de tels dépôts : leur origine pyrénéenne est prouvée par une granulométrie décroissante du Sud au Nord et par la pétrographie -calcaires secondaires, lydiennes et minéraux lourds caractéristiques de l'épimétamorphisme- des lits de galets et de sables inclus dans la molasse.

Un phénomène assez net apparaît dans cette région : les couches sont de plus en plus anciennes au fur et à mesure que l'on se rapproche de la Montagne Noire. On pourrait attribuer une telle situation au travail de l'érosion consécutif à un soulèvement de cette partie du Massif Central ; elle résulte beaucoup plus vraisemblablement du déplacement de la flexure limitant l'ombilic de subsidence, en raison d'une résistance de plus en plus affirmée du socle dans ce secteur.

En Albigeois les couches oligocènes sont venues jusqu'au contact des terrains hercyniens. Leur étude est essentielle pour la compréhension des événements géomorphologiques qui se sont déroulés à l'amont.

La "Molasse de Blan", dont l'âge ludien est démontré par sa position intermédiaire entre le "Calcaire ludien inférieur de Cuq" et le "Calcaire ludien moyen élevé à supérieur de S^t-Martin", est pour l'essentiel composée de matériaux venus des Pyrénées ; néanmoins, elle se charge, à l'approche du Massif Central, en "argiles à graviers" qui témoignent d'une perte de matière subie par le socle. Il est très difficile, en l'absence de sondage et d'études sédimentologiques, d'estimer l'importance des apports orientaux ; ils paraissent malgré tout assez faibles.

Les arrivées détritiques se sont poursuivies, sous la même forme, en marge des minces niveaux de molasses pyrénéennes qui séparent les couches carbonatées attribuées à la base du Stampien -calcaires à *Mélanoïdes albigensis*-. C'est entre le "Calcaire d'Albi" et le "Calcaire de Cordes" qu'un nouveau phénomène semble s'être produit. Les récentes thèses de 3^{ème} cycle de EL H. CHELLAI [1982] et B. MURATET [1983] ont permis de résoudre un problème stratigraphique relativement complexe.

En supposant un passage latéral entre les "Conglomérats de la Grésigne" et la molasse oligocène, les géologues avaient accepté l'idée d'une phase tectonique active affectant le socle au Stampien -voir page 305-. EL H. CHELLAI a remis en question cette manière de voir par la démonstration de l'âge bartonien des matériaux conglomératiques. Il ressort toutefois des travaux de B. MURATET dans la région de Varen que des mouvements du sol ont effectivement eu lieu après le Bartonien ; leur puissance est malgré tout restée très limitée [1983, pp. 142 à 159]. B. MURATET a reconnu, dans ce secteur, au moins deux décharges détritiques postérieures aux argiles pisolithiques bartoniennes déposées à la base du fossé de Varen.

- Des niveaux gréseux ou conglomératiques accompagnent des niveaux calcaires qui ont livré, au Batut, une faune du Ludien supérieur [p. 147].

- Une seconde génération de conglomérats, beaucoup plus importante par la puissance et la taille de ses éléments -galets décimétriques et blocs n'y sont pas rares-, recouvre les calcaires ludiens. Elle se distingue facilement des niveaux inférieurs par sa pétrographie : alors que les venues grossières ludiennes sont formées de cailloutis polygéniques avec fragments de roches hercyniennes et secondaires, elle contient uniquement du matériel calcaire.

Baptisé "Conglomérats de la Treyne" par B. MURATET, l'ensemble supérieur résulte d'une reprise d'érosion qui, en fonction de la pétrographie, s'est limitée aux horizons mésozoïques et n'a pas atteint le socle. Son âge est fixé par les couches encadrantes : il est postérieur aux calcaires ludiens, situés au mur, et antérieur à la molasse pyrénéenne qui supporte les calcaires de Cordes. Dans cette dernière, EL H. CHELLAI a trouvé à Itzac, sur le flanc oriental du dôme de la Grésigne, une faune de Micromammifères contemporaine du niveau d'Antoingt [1982, pp. 78 et 79] : les "Conglomérats de la Treyne" sont donc Oligocène inférieur, sans que l'on puisse apporter plus de précision pour l'instant, ceux-ci ayant cependant de bonnes chances de constituer un écho lointain et "affaibli" de la crise de la seconde moitié du Stampien inférieur. Quoi qu'il en soit, les diverses observations faites en Albigeois conduisent le paléogéographe à admettre qu'après les phases tectoniques éocènes qui avaient soumis le socle à une évidente regradation, la morphogenèse a eu tendance à ralentir son rythme à l'Oligocène. Le constat s'impose à partir d'une simple comparaison de la granulométrie de la matrice des conglomérats de différentes générations -argiles, sables et graviers au Paléogène inférieur, ciment carbonaté ensuite- ou de leur pétrographie -l'évolution de la fraction grossière avec des galets en provenance du socle, puis des cailloutis polygéniques, enfin des fragments de roches secondaires traduisant une alimentation de plus en plus locale-. L'arrivée de la molasse pyrénéenne en limite du dôme de la Grésigne et l'épaisse couche de calcaires de Cordes montrent bien, à partir du Stampien supérieur, l'arrêt total des apports détritiques depuis le socle.

Les conclusions que l'on retire de l'analyse des différents événements enregistrés par le Quercy sont très proches : les rivières venues du Massif Central avaient une faible charge alluviale. Deux faits le démontrent. Des nappes d'eau lacustres ont occupé localement les axes déprimés où s'étaient accumulées les plus épaisses séries "sidérolithiques". Des faciès précipités -calcaires meuliérisés de Bord ou de Domme- s'y sont déposés. Contenant *Nystia duchasteli*, ils sont vraisemblablement contemporains de ceux du Poitou et du Berry -1^{ère} génération- ; j'aurai tendance à les corrélérer aussi avec "l'horizon à Striatelles" du Pays des Couzes, ils seraient donc du Ludien supérieur. Après la formation de ces niveaux, aucune décharge déritique d'importance

ne s'est en apparence produite. On n'en trouve aucun jalon sur les plateaux meuliérisés. L'érosion postérieure ayant pu les débayer, une certaine prudence est malgré tout nécessaire. La faiblesse des volumes d'altérites fournies par le Massif Central résulte d'abord de l'analyse sédimentologique des couches oligocènes présentes à l'aval du Quercy.

On rencontre, entre Aveyron et Lot, une organisation des terrains similaire à celle de l'Albigeois : bancs de calcaires et de molasses alternent. Les sédiments "sidérolithiques" azoïques sont recouverts par des couches, très différentes par leur couleur, leur granulométrie et leur pétrographie, qui ont pratiquement toutes livré des fossiles susceptibles de fixer leur âge. De bas en haut, on distingue :

- des argiles sablo-gréseuses à *Paleotherium* : Ludien moyen,
- le "Calcaire des Ondes" : Ludien moyen également,
- les "Molasses du Fronsadais" : Ludien supérieur à Oligocène basal,
- le "Calcaire de Castillon" : "Sannoisien",
- les "Molasses de l'Agenais" : Stampien,
- le "Calcaire blanc de l'Agenais" : Oligocène supérieur à Aquitanien.

Sur le plan de la minéralogie, les sables de plus en plus fins des molasses -la médiane passe de 0,4 mm au Ludien à 0,150 mm au Stampien- montrent une rupture complète par rapport au matériel "sidérolithique" : présence de feldspaths, de micas et changement du stock de minéraux lourds. Ce dernier point est le plus intéressant.

- Le "Sidérolithique" possède un cortège où la tourmaline -50 %- et la staurotite -15 %- sont accompagnées de zircon, d'oxydes de titane et d'andalousite, le grenat, le disthène et l'épidote pouvant apparaître à l'état de trace.
- Les minéraux lourds des molasses sont dominés par l'épidote qui forme toujours plus de la moitié du stock, le grenat -10 %-, la tourmaline et l'andalousite [analyses du B.R.G.M. dans la notice de la carte géologique de Fumel, 1983].

A. VATAN a vu dans ce cortège le résultat d'une alimentation par la "province pyrénéenne" [1945, 1948]. Il est difficile de ne pas le suivre dans ses conclusions. Si du matériel détritique d'origine massif-centralienne a pu se mélanger aux sables issus du démantèlement des Pyrénées, la proportion qu'il représente, impossible à chiffrer, est à coup sûr extrêmement faible.

Dans la région bordelaise, les renseignements obtenus parachèvent le tableau esquissé en Aquitaine méridionale et confortent dans l'idée d'un retour à la stabilité de la partie occidentale du Massif Central, bien que les observations y soient moins nettes que précédemment. La colonne sédimentaire y est tout d'abord moins épaisse, en général très inférieure pour l'ensemble du Paléogène supérieur à cent mètres ; il n'y a plus, ou très peu, interstratification de niveaux détritiques et de niveaux précipités, mais passage latéral des uns aux autres.

- D'un côté, les régions les plus occidentales -Médoc, Blayais, Entre-deux-Mers- ont vu se déposer des séries carbonatées, continentales ou marines, de façon presque continue : "Calcaire de S^t-Estèphe", d'âge ludien moyen, qui repose sur le "Calcaire bartono-ludien de Plassac", "Calcaire de Castillon" de l'Oligocène basal et "Calcaire à Astéries", synchrone de la transgression stampienne.
- De l'autre, les Landes saintongeaises et la Double, au Nord, le Libournais et l'extrémité orientale de l'Entre-deux-Mers, à l'Est, ont été le lieu d'une sédimentation argilo-sableuse dans laquelle l'homogénéité des faciès et la rareté des coupes de terrain rendent l'établissement d'une stratigraphie très délicat.

C'est dans l'étroite zone de contact entre ces deux types de formations que l'on peut le mieux cerner l'âge des matériaux détritiques venus du Nord-Est.

Les calcaires de S^t-Estèphe et les marnes à Amonies qui les surmontent passent, en direction de l'Est, aux molasses du Fronsadais qui s'épaississent peu à peu au point d'englober entièrement le mince banc de "Calcaire lacustre d'Issigeac", contemporain du "Calcaire des Ondes" (fig. 57). Tous ces terrains peuvent être situés dans l'échelle stratigraphique grâce à leur faune de Mammifères [C. CAVELIER, 1976, pp. 144 à 150]. Des restes de *Paleotherium* appartenant à la zone de la Débruge -Ludien moyen- ont été retrouvés immédiatement sous les molasses -Bonzac-, tandis que plusieurs gisements relevant des zones de la Débruge ou de Montmartre ont été extraits de la Molasse du Fronsadais ou des niveaux calcaires associés -Issigeac-. Si l'on ajoute la découverte à Soumailles, en Agenais, dans la partie terminale de la Molasse, juste sous les Marnes de Castillon, de fossiles considérés par tous les mammalogistes comme les plus proches en France de la "Grande Coupure", à la limite Eocène-Oligocène, on doit admettre que la fourchette de temps correspondant au dépôt des molasses du Fronsadais est parfaitement connue : elles sont ludiennes moyennes et supérieures. Elles correspondent à très peu de chose près à l'unité "B" des Limagnes de l'Allier.

En Blayais, les calcaires ludiens de S^t-Estèphe sont séparés des calcaires à Astéries -pour lesquels les Mammifères donnent un âge stampien inférieur, zone de Villebramar -par de minces assises détritiques. Qualifiées de "Molasses du Fronsadais" par M. P. MOULINES sur la carte géologique au 50.000^{ème} de Blaye, elles pourraient bien ne pas s'inscrire tout à fait dans le même intervalle chronologique. Elles passent, à l'Est, aux argiles puis aux marnes et aux calcaires de Castillon dont l'âge oligocène inférieur ne fait aucun doute, la faune de Pinchenat étant contemporaine de celle de Ronzon.

En Aquitaine septentrionale, il n'existe donc pas, comme c'est le cas plus au Sud, en Agenais ou en Albigeois, de décharges détritiques "stampiennes", au sens primitif de l'adjectif. Les derniers terrains argilo-sableux déposés datent du tout début de l'Oligocène-"Sannoisien" du bassin de Paris. L'arrêt plus précoce de la sédimentation et la diminution d'épaisseur des séries constituent deux faits qui possèdent une cause identique : la stabilisation des structures régionales. D'une part la subsidence s'est ralentie, puis arrêtée, le matériel pyrénéen cessant d'être attiré très au Nord de son domaine d'origine -voir ci-dessous- ; d'autre part les apports du Limousin se sont taris consécutivement à une nette diminution de la tendance du socle à se soulever, le rythme de l'érosion évoluant de façon parallèle.

Il est indispensable, à ce propos, d'envisager les rapports qui peuvent exister entre les couches dont il vient d'être question et la partie supérieure des séries détritiques azoïques de la Saintonge ou de la Double. Une analyse de la question a été entreprise par J. DUBREUILH [1982]. A partir des levés de la carte de Coutras, il a proposé d'admettre le passage latéral, ou plutôt l'interstratification, des horizons supérieurs des "argiles et sables charentais", soit la vingtaine de mètres de la "formation de Boisbreteau", avec les molasses du Fronsadais, les argiles de Castillon et les calcaires à Astéries. Il a découpé la formation de Boisbreteau en trois niveaux qui chacun recouvriraient plus ou moins les trois couches précédemment citées. En l'absence de sondage et surtout d'études sédimentologiques précises, les corrélations proposées, qui apparaissent au demeurant logiques, manquent de bases concrètes. N'ayant pas étudié sur le terrain cet aspect du problème, je me contenterai d'observer que le contact alluvions argilo-sableuses des Charentes-molasse girondine concerne sûrement un espace restreint : les contrastes granulométriques entre les sédiments sont en effet trop forts, là où j'ai pu les observer, pour que l'on puisse supposer une véritable interpénétration des deux ensembles. La confirmation de cette hypothèse est apportée à mon sens par ce que l'on sait des cortèges de minéraux lourds des divers terrains.

A. KLINGEBIEL a étudié dans sa thèse le contenu minéralogique des molasses du Fronsadais [1967, pp. 79 à 83]. Il y a trouvé un spectre fortement dominé par le grenat -40 à 60 %- devant l'épidote -5 à 15 %- et l'andalousite -3 à 12 %-. Bien que ces résultats ne soient pas directement comparables avec ceux obtenus par le B.R.G.M. -A. KLINGEBIEL s'est uniquement basé sur la fraction la plus fine des minéraux lourds, alors que les modalités d'analyse du laboratoire du B.R.G.M. ne sont jamais précisées- on doit remarquer la faible représentation dans la molasse -20 à 40 %- des minéraux qui forment habituellement l'essentiel du stock des sables charentais : tourmaline, zircon, staurotide, disthène, oxydes de titane. A. KLINGEBIEL, évoquant la domination du grenat dans l'Eocène supérieur et l'Oligocène, a mis en doute l'opinion de A. VATAN sur son origine pyrénéenne [1967, p. 98] ; il me paraît cependant difficile de croire, avec lui, à sa provenance du Massif Central. On ne retrouve jamais de grenat dans de telles proportions au sein des altérites directement issues du socle. Le grenat est du reste complètement absent du Petit-Angoumois ou du Montmorélien. Il est, au contraire, très abondant dans les molasses pyrénéennes, même s'il cède la première place à l'épidote en allant vers le Sud-Est. J'admettrai donc l'apport du grenat depuis les Pyrénées par des courants côtiers et sa concentration dans certains sables fins littoraux dès l'Eocène moyen [A. KLINGEBIEL, 1967, p. 99]. D'autres exemples aussi spectaculaires d'alimentation à longue distance des molasses par des dérivés littorales ayant été décrits [voir en particulier G. LATREILLE, 1972], on ne doit pas s'étonner de l'importance prise par les apports pyrénéens dans la région bordelaise.

Les conséquences à tirer des remarques précédentes en matière de morphogenèse du Massif Central sont simples ; on ne peut attribuer à l'érosion exercée aux dépens du socle entre le Ludien moyen et l'Aquitainien que :

- les faibles volumes de la "formation de Boisbreteau" ou plutôt d'une partie de celle-ci puisqu'il faut réserver la place qui convient à l'épisode "bartonien" -voir page 306-, soit entre 50 et 80 km³ ;
- une petite proportion -10, 20, 30 km³ ?- des molasses du Fronsadais, où est peut-être parvenue une fraction de la charge en suspension des rivières périgourdines.

En considérant l'ensemble des terrains détritiques prélevés à la partie occidentale du Massif Central au "Paléogène supérieur", on aboutit à un chiffre approximatif de 120-150 km³. Le Bassin Parisien n'a pas dû en recueillir autant : à mon avis, entre le tiers et la moitié. Au total, le socle aurait envoyé vers les grands bassins sédimentaires périphériques, pendant toute la durée de l'épisode distensif, une masse d'altérites d'environ 200 km³ ! Une énorme disparité aurait donc à nouveau séparé le rythme de l'érosion de part et d'autre du "Sillon Houiller", mais en sens inverse de celle notée à l'Eocène. Un bilan général doit maintenant être dressé.

* * *

- D -

L'EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DU MASSIF CENTRAL A L'OLIGOCENE"

* * *

L'organisation particulière du réseau hydrographique a sûrement été la donnée la plus originale du milieu naturel au "Paléogène supérieur". Pour cette raison, elle doit être placée au départ de la présente réflexion.

Comme cela avait déjà été le cas au Lutétien, mais dans un contexte structural et topographique différent -moins importance du jeu des déformations et, de ce fait, reliefs plus effacés- la plupart des cours d'eau du Massif Central se sont trouvés dans l'impossibilité de rejoindre directement le niveau de base général marin. Chaque fossé, constituant l'aval des bassins-versants périphériques, a fonctionné en niveau de base local.

De nombreux auteurs ont donné à l'"endoréisme" oligocène une origine climatique. Parce que le présent travail est centré sur des préoccupations de géomorphologue et non pas de paléogéographe, le débat portant sur les causes du phénomène passera après sa conséquence la plus spectaculaire : la rétention de la charge alluviale des rivières.

L'originalité hydrologique de la période offre au chercheur désireux de reconstituer l'évolution du relief un atout considérable qui n'a jamais été exploité jusqu'à présent. Une estimation des volumes enlevés par l'érosion a été tentée pour les périodes antérieures du cycle alpin à partir des formations corrélatives issues du Massif Central et présentes à sa périphérie. Je n'ai pas manqué, à propos du Crétacé notamment, de situer les limites de la démarche, en insistant sur la possibilité d'exportation lointaine de la fraction fine ou dissoute et sur celle d'une disparition a posteriori des sédiments. Il m'était cependant apparu logique de fonder mon raisonnement sur une méthode dont les avantages dominaient largement, en dépit de ses incertitudes, les inconvénients d'une simple appréciation qualitative, privée de toute base concrète. Dans ce chapitre, je renouvellerai d'autant plus volontiers l'expérience que les données chiffrées, discutables pour les périodes antéludiennes, ne le sont pratiquement plus pour le Paléogène supérieur.

- L'essentiel, sinon la totalité, des matériaux prélevés au Massif Central ont été piégés dans les fossés d'effondrement, les mers des grands bassins sédimentaires bordiers n'ayant recueilli que des quantités très limitées de dépôts.

- Il n'est pas difficile de démontrer -voir le chapitre suivant- qu'une grande partie des sédiments paléogènes ont été conservés dans les fossés, l'épaisseur des sédiments déblayés par l'érosion postérieure pouvant de toute façon être le plus souvent déterminée grâce à la protection assurée par les nombreux appareils volcaniques.

Les volumes chiffrés qui ont été déterminés dans les sections précédentes, et qui tenaient compte de la dernière remarque, approchent selon moi à 20 % près, en plus ou en moins, la réalité. Ils sont donc fiables à l'échelle de l'étude entreprise, celle de l'ensemble du Massif Central.

1 - BILAN DE LA MORPHOGENESE :

Il convient, tout d'abord, de rassembler dans un tableau -voir au verso- les résultats obtenus pour chacun des fossés et pour les grands bassins sédimentaires.

Un tel bilan montre néanmoins qu'il existe une limite à la précision apportée par l'endoréisme "oligocène" : la participation du Massif Central à la sédimentation de la principale ligne de fossés situés sur ses bordures orientales. Il est, en effet, indispensable de préciser, avant d'espérer aller plus loin dans une estimation des volumes perdus par le socle, la masse des matériaux qui se sont mêlés à ceux issus des régions jurassiennes et alpines.

Comme le tableau l'indique, il ne saurait être question d'attribuer la totalité des sédiments accumulés dans la partie du "Rift ouest-européen" placée en limite du Massif Central à une érosion exercée aux dépens de celui-ci. Une rapide réflexion permet de le comprendre. Les volumes contenus par le couloir séquan-

rhodanien et ses annexes méridionales sont sensiblement égaux, près de 4 000 km³, à ceux des fossés internes ; comme les bassins-versants inscrits dans le substratum hercynien mais tributaires du rift oriental devaient s'étendre sur une surface très inférieure à celle qui était drainée vers les limagnes, il est logique d'en déduire une contribution partielle du socle.

Bilan des volumes d'altérites issus du Massif Central à l'"Oligocène"

Structures d'accueil	Volumes recensés		
Bassin Parisien	45 à 70 km ³	total estimé à 200 km ³	
Bassin Aquitain	120 à 150 km ³		
Bresse		300 km ³	sur un total de 1 800 km ³
Bas-Dauphiné		400 km ³	
Carpentras-Mormoiron-Valréas		30 km ³	1 200 km ³
Languedoc		75 km ³	250 km ³
Velay		75 km ³	550 km ³
Forez		300 km ³	
Roanne-Digoin		400 km ³	
Limagnes de l'Allier		2 850 km ³	
Cantal-Margeride		300 km ³	
Sillon Houiller et bassins du Centre-Nord		23 km ³	
total		5 000 km ³	

Plusieurs autres observations ont montré dans la section précédente que l'alimentation des fossés limitrophes s'était faite largement à partir des régions orientales -voir page 364 et suivantes- ; il est inutile de revenir sur ce point, si ce n'est pour souligner l'extrême difficulté de parvenir à un bilan indiscutable. Les sables, une partie des argiles et des niveaux précipités sont effectivement venus du Massif Central mais par le relais des formations mésozoïques. Le caractère évolué des cortèges de minéraux lourds recensés en Bresse, dans le Bas-Dauphiné et en Languedoc, très différents de ceux présents à la même époque à l'intérieur du Massif Central, ne laisse guère de doute sur la part prise par les remaniements de formations secondaires. L'importance des carbonates et des dépôts salifères -voir page 421- constitue une confirmation du rôle joué par le Trias et le Jurassique et, si des apports occidentaux ont effectivement eu pour origine le socle, il faut noter que, même sur la bordure du Massif Central, la couverture secondaire a été mise à forte contribution ainsi que le prouvent les blocs et les cailloux de nature sédimentaire -"Conglomérats saumon" de la vallée de la Saône, conglomérats des sondages du Bas-Dauphiné, "Conglomérats *amella*" du fossé d'Alès-.

La participation des couches mésozoïques à la charge des rivières sur le versant massif-centralien explique en partie les faibles volumes, à peine plus du quart de l'accumulation, qui ont été portés au crédit de l'érosion des roches hercyniennes. Cette importance très réduite est surtout justifiée par les remarques qui vont suivre.

De très sérieux arguments morphologiques existent, sur la périphérie de la Bresse, pour supposer une regradation "oligocène" surtout puissante à l'Est, du côté du Jura. Alors que le caractère polygénique de la "surface" de la Montagne bourguignonne, où la présence de jalons albiens et paléogènes -Mâconnais, Dijonnais- dans des plans voisins, incite à reconnaître l'oeuvre d'une morphogenèse par retouches légères et très discontinues, le maintien d'une sédimentation jusqu'au Crétacé supérieur sur l'emplacement du Jura et le développement dans la première moitié du Tertiaire d'une topographie tronquant des structures faillées apparues à ce moment-là, sont des arguments déterminants pour admettre l'exercice d'une usure beaucoup plus active sur la bordure orientale du fossé de la Saône.

Jointes à l'enquête proposée dans le paragraphe consacré aux fossés languedociens -voir pages 370 et 371-, les observations réalisées aux deux extrémités du système m'ont paru suffisantes pour étendre l'hypothèse d'une forte érosion de la bordure orientale aux régions du Rhône moyen et considérer que la part des altérites en provenance du Massif Central peut être située, pour l'ensemble des fossés de la Saône, du Rhône et du Languedoc, entre le tiers -soit 1 300 km³- et le huitième -soit 500 km³- de l'accumulation sédimentaire. Après enquête locale -voir le tableau-, elle a été évaluée à 800 km³.

Le total des matériaux issus du socle et/ou de sa couverture secondaire déposés sous forme de sédiments paléogènes supérieurs représenterait donc environ 5 000 km³. Pour la durée considérée -un peu plus de 15 M.A.- il s'agit de toute façon de la plus spectaculaire des crises morphogéniques connues par le Massif Central, surtout si l'on prend aussi en considération l'espace limité qu'elle a affecté : la partie orientale du Massif, dont il faut par ailleurs soustraire la superficie des fossés, soit près de 10 000 km². Nous allons voir, pourtant, qu'elle est restée d'ampleur modérée puisque, en fonction il est vrai de la vigueur des agents d'érosion, elle ne semble pas avoir été capable de véritablement remettre en cause le paysage de *Primärrumpf*.

Suivant la démarche employée pour les périodes antérieures, j'utiliserai les volumes accumulés pour remonter aux volumes enlevés. Il faut, pour déterminer l'importance des volumes enlevés par l'érosion, considérer une nouvelle fois la valeur ajoutée à la masse des dépôts par le phénomène de foisonnement lié au

passage de l'état de roche à celui d'altérite. Dans le cas des matériaux paléogènes je l'ai fixé à 30 % du volume. Il s'agit là, à mon sens, d'un minimum pour deux raisons.

- Le triage de ces dépôts est souvent très médiocre. La grande fréquence des vides à l'intérieur des niveaux argilo-sableux est facile à mettre en évidence : la plupart des forages réalisés ont recoupé des nappes aquifères au débit appréciable.

- Les carbonates déposés comprennent une bonne partie de gaz carbonique de l'air fixé dans leurs molécules et la matière organique n'est pas négligeable dans certains niveaux.

Corrigés à l'aide du taux de foisonnement, les sédiments entassés ne représentent plus que 3 500 km³ de volume initial en roches prélevées aux dépens du socle -la participation de la couverture secondaire a été certaine dans plusieurs secteurs, mais elle est impossible à préciser-. C'est donc ce chiffre qu'il convient de diviser par la surface soumise à érosion, correspondant elle-même à l'espace dans lequel s'inscrivaient les bassins-versants, en dehors bien sûr des zones d'accumulations.

En admettant tout d'abord une participation semblable de toutes les régions du Massif Central à la sédimentation, on obtient une tranche enlevée uniforme de 50 mètres.

$$\frac{5\,000\text{ km}^3 \times 0,7\text{ (30 \% vides et matières ajoutées)}}{80\,000\text{ km}^2 - 10\,000\text{ km}^2\text{ (superficie des fossés)}} = 50\text{ mètres}$$

Ce chiffre correspond à un taux d'ablation moyen par million d'années d'un peu moins de 3,5 mètres. Il s'agit d'un chiffre sensiblement égal à celui du "Bartonien", mais pour une durée beaucoup plus longue. On a, ainsi, confirmation d'une légère tendance à l'accélération des processus d'érosion au Paléogène supérieur.

Les données précédentes n'ont pas d'autre intérêt que de servir de point de comparaison avec celles obtenues pour les épisodes antérieurs. On dispose en effet de l'absolue certitude dans le cas du Massif Central à l'Oligocène de l'existence de très fortes disparités régionales.

2 - L'EVOLUTION DU RELIEF A L'ECHELLE REGIONALE :

L'étude des bassins sédimentaires périphériques a montré que la participation du Limousin à la sédimentation oligocène avait été très modeste : au maximum 200 km³ -100 à 120 km³ expédiés vers les bassins, un peu moins en direction du "Sillon Houiller" et des bassins du Cantal-. La partie sud du Massif paraît avoir été elle-même assez peu sollicitée, bien que ses apports aux fossés les plus méridionaux, du "Sillon Houiller" au Velay, soient difficiles à préciser. Malgré sa superficie nettement plus réduite que celle du Nord-Ouest, je lui attribuerai un volume supérieur d'altérites : 250 km³. C'est donc sans discussion possible le Centre-Est du Massif, qui a été la source essentielle des sédiments paléogènes supérieurs. Le socle y affleurant sur un espace restreint par la présence de la quasi-totalité des bassins, l'ampleur de la regradation y a été très forte.

$$\frac{(5\,000\text{ km}^3 - 450\text{ km}^3) \times 0,7}{42\,000\text{ km}^2 - 10\,000\text{ km}^2} = 100\text{ mètres}$$

On peut l'estimer en moyenne à une centaine de mètres. A la réflexion, cependant, il apparaît qu'une telle répartition n'est pas satisfaisante puisque, dans cet espace, l'érosion n'a pas été partout d'une intensité égale. Je vais tenter d'en apporter la démonstration. Une observation à petite échelle des limagnes et de leur contenu sédimentaire montre qu'il est possible de retracer très grossièrement les limites de leur bassin-versant, en particulier la position des principales zones de provenance des apports détritiques longs -faciès argilo-sableux à galets-. La figure 86 traduit de manière schématique le résultat de cette analyse ; une dissymétrie souvent accusée dans l'étendue du domaine soumis à érosion y apparaît d'un fossé à l'autre.

- L'existence de nombreux et anciens jalons sédimentaires -paléosols rubéfiés du "Sillon Houiller"- disséminés sur les bas plateaux, au Nord de la Sioule, interdit par exemple de supposer une extension des bassins-versants à l'Ouest de la Limagne bourbonnaise et surtout d'envisager l'arrivée de fortes quantités d'altérites depuis le secteur. La réflexion est valable pour la majeure partie de la bordure occidentale. Les contrastes granulométriques enregistrés par les sondages de la Limagne clermontoise apportent la démonstration que les plus fortes arrivées d'alluvions sablo-graveleuses sont venues du Livradois, du Forez et des Bois Noirs. Ce qui n'a pas empêché naturellement le dépôt d'un liséré de matériel grossier, plus ou moins large, le long des escarpements de faille occidentaux.

- Des données parfaitement semblables se retrouvent en Roannais avec une fourniture essentielle depuis l'Est et le Sud-Est, c'est-à-dire du côté où le substratum remonte de la façon la plus régulière ; le réseau hydrographique a pu logiquement y développer son organisation, tandis qu'il se heurtait, sur l'autre rebord, à la présence d'une faille active tout au long de la sédimentation, les formations conglomératiques traduisant l'existence d'un versant raide mais aussi court.

- En Forez, la dissymétrie est nettement moins évidente. D'importants apports sont venus du Nord-Ouest, principalement à l'Oligocène supérieur : la position décentrée vers le Sud-Est de la zone lacustre montre, à ce moment-là, la prédominance des fournitures depuis ce qui était à l'époque le versant occidental des monts de la Madeleine. On ne doit pas sous-estimer pour autant l'alimentation par le Sud-Est -"Grès de Veauche"-, voire de l'Est.

- La cuvette stampienne du Velay a été, à peu de chose près, alimentée par des cours d'eau organisés suivant des directions voisines. Si, dans la moitié septentrionale du système, les rivières venues du Nord-Ouest -Forez- et du Sud-Est -Vivarais- s'équilibraient, dans la région du Puy, l'apparition

d'une première décharge à galets de "chailles" avec les Sables de la Laussonne indique la prédominance d'un courant méridional.

- De l'autre côté de l'axe Margeride-Cézallier, le bassin du Cantal a également reçu sur sa bordure méridionale d'importants tributaires. On ne doit pas pour autant oublier sur sa bordure occidentale l'arrivée du fleuve qui parcourait, du Nord au Sud, la moitié méridionale du "Sillon Houiller".

Une étude attentive de la structure des fossés et de l'organisation du réseau hydrographique sur le socle, telle qu'elle ressort de la figure 86, montre une certaine constance dans l'organisation de l'espace. Sauf pour une bande intermédiaire allant de la section cantalienne du "Sillon Houiller" à la Bresse burgienne, en passant par la Limagne de Brioude, le fossé d'Ambert et la "plaine" de Montbrison, la dissymétrie s'est organisée avec un effondrement maximum au Nord et/ou à l'Ouest, un plancher remontant au Sud-Est, direction vers laquelle s'étendaient les principaux bassins-versants. Dans la zone médiane, ces données ont été sensiblement modifiées. Le maximum de l'affaissement s'est plutôt produit à l'Est ; la provenance des apports a été plus diversifiée, avec un fort contingent venu du Nord, les arrivées méridionales restant toujours d'importance notable.

Une telle distribution à l'échelle d'une fraction de la plaque ouest-européenne ne relève pas du hasard ; elle est sûrement à mettre sur le compte de la logique structurale. J'aurai tendance à y reconnaître une conséquence de la double nature des déformations du Paléogène supérieur. L'apparition des phénomènes distensifs n'a pas mis fin au régime de contrainte provoqué par la fermeture de la Téthys alpine ; les mouvements relatifs des plaques africaine et européenne se sont poursuivis et une pression a continué à s'exercer au Sud-Est dans les régions alpines, avec, entre autres, l'amorce des grands charriages. De l'autre côté du Rift ouest-européen, les tensions méridiennes engendrées par le déplacement de la péninsule Ibérique ont persisté. De la conjonction des phénomènes de détente et de compression sur l'espace analysé ici, il paraît normal de déduire que les divers fragments du canevas tectonique aient été affectés par un mouvement de bascule, avec surrection de leurs terminaisons sud-orientales. Sans être spécialiste de géophysique, je crois pouvoir affirmer qu'une observation minutieuse des rapports entre les déformations créées d'un côté par la distension, de l'autre par la compression téthysienne devrait permettre de justifier non seulement les grandes lignes de la géométrie des fossés, mais encore l'ensemble des phénomènes morphologiques -délimitation des bassins-versants, rythme de l'érosion- et sédimentaires -degré de l'endoréisme et diagenèse-. En attendant, les conséquences de la répartition variable des contraintes peuvent parfois être évaluées avec une assez bonne précision. J'entreprendrai une telle analyse pour le secteur qui me semble avoir été affecté, à l'Oligocène, par la plus forte reprise d'érosion (fig. 86).

Une portion de socle, correspondant à l'ensemble Livradois-Forez-Bois Noirs-Madeleine -les "hauteurs centrales" du Livre I- est presque entièrement entourée par des fossés ; il est par conséquent possible de déterminer les pertes de matières qu'elle a subies, à condition d'évaluer, pour chaque accumulation sédimentaire, la participation des bassins-versants qui s'y développaient. Cette dernière opération se heurte évidemment à une sérieuse difficulté : les apports venus de la portion de socle isolée se sont mélangés, dans les fosses, aux alluvions issues des régions périphériques. Il m'a fallu, en utilisant entre autres les renseignements donnés par les sondages sur la position des décharges détritiques, ceux qui ont déjà servi à élaborer la figure 86, déterminer de façon approximative les volumes libérés par le domaine central. Je me suis arrêté aux proportions suivantes :

- les deux tiers de la sédimentation bourbonnaise, soit 435 km³,
- les trois quarts de la sédimentation de la région de Vichy, soit 160 km³,
- les trois quarts de la sédimentation de Grande Limagne, soit 1 350 km³,
- la moitié de la sédimentation des Limagnes d'Issoire et de Brioude, soit 70 km³,
- la totalité de la sédimentation du fossé d'Ambert, soit 15 km³,
- la moitié de la sédimentation du Velay, soit 35 km³,
- les deux tiers de la sédimentation du Forez, soit 200 km³,
- le quart de la sédimentation du bassin Roanne-Digoin, soit 100 km³.

Avec un total de 2 400 km³, ramené après élimination du foisonnement intrasédimentaire à 1 600 km³ de roches du socle, la masse prélevée aux hauteurs centrales permet d'estimer la tranche de terrain éliminé par l'érosion en quinze millions d'années à un peu plus de 300 mètres, puisque la superficie du secteur regradé était d'environ 5 000 km².

Ainsi, la vitesse effective de l'érosion dans cette partie du Centre-Est aurait été six fois plus forte que la moyenne établie pour l'ensemble du Massif Central. En regard de cette puissante intervention, les bassins-versants situés sur la périphérie des limagnes auraient seulement perdu en moyenne une épaisseur de terrain de 80 mètres ; de fortes disparités ont donc existé au sein même des régions les plus concernées par la morphogénèse.

Il importe maintenant de soumettre à la réflexion les données qui viennent d'être recueillies. La plus intéressante de toutes est, d'après moi, le chiffre moyen de 300 mètres de roches qui auraient été érodées entre les limagnes de la Loire et de l'Allier. Dans la mesure où il représente un taux d'ablation de 20 mètres par million d'années, pendant la durée du Paléogène supérieur, il pourrait sembler ne pas appartenir au même ordre

de grandeur que les chiffres cités dans les chapitres précédents. Deux observations doivent cependant tempérer cette impression.

- Une surestimation est d'abord à envisager, notamment si l'on considère la part de la Grande Limagne dans le total des matériaux -plus de la moitié- et si l'on note que l'origine des très importants volumes de roches précipitées qu'elle contient pose un problème mal résolu. Les carbonates sont susceptibles d'être venus de loin et en grande quantité par l'intermédiaire de cours d'eau laissant peu de traces à leur débouché dans la cuvette de sédimentation. J'estime à un maximum de 20 % l'ampleur possible d'une telle surestimation. La tranche de terrain enlevée se situerait, en définitive, entre 240 et 300 mètres et je ne ferai pas mystère de ma préférence pour le premier chiffre.

- Dans un second temps, il est nécessaire de souligner que le résultat sur lequel on s'interroge ne peut pas être directement comparé aux taux moyens obtenus pour le Crétacé et l'Eocène, étant donné qu'il porte sur une région et non sur l'intégralité du Massif Central.

On se trouve, de la sorte, face à un problème précis : à l'Oligocène, l'érosion a-t-elle pu débayer, dans la zone où elle a été la plus active, une épaisseur moyenne de substratum comprise entre 2,5 et 3 centimètres par millier d'années ? Il n'y a pas d'autre façon de répondre à la question que de tenter une comparaison avec des situations observées, aujourd'hui, à la surface du Globe, en prenant garde de rester dans un contexte et à une échelle similaire. Je ne multiplierai pas les exemples en raison, d'un côté, du très petit nombre d'analyses quantitatives précises dont le géomorphologue dispose et, de l'autre, par suite de l'existence d'un travail, à la fois récent et très complet, sur lequel j'ai pensé préférable d'axer toute ma réflexion.

J. Y. GAC a effectué dans le cadre d'une thèse consacrée à "la géochimie du bassin du lac Tchad" [1980] des recherches d'un intérêt exceptionnel pour le géomorphologue. Il a dressé un bilan détaillé de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation à l'intérieur d'un bassin-versant de grande taille -600 000 km²-. De nombreuses mesures ont été effectuées, malheureusement sur une période d'observation assez courte -moins d'une dizaine d'années- ; elles sont cependant précieuses pour fixer un ordre de grandeur, élément essentiel de tout raisonnement géomorphologique désireux de rester en contact avec le réel.

Il va sans dire qu'un tri a été opéré dans l'éventail très large de données proposées par J. Y. GAC. Je n'utiliserai que celles se rapportant au bassin-versant d'amont du lac Tchad, là où altération et érosion prennent largement le pas sur la sédimentation. Seul ce domaine, ou plutôt une partie de ce domaine, le secteur occupé par le socle, peut faire l'objet d'une comparaison avec le Massif Central.

- L'amont du lac Tchad (fig. 87) représente 330 000 km² ; il correspond aux bassins-versants de trois fleuves : le Logone, le Bahr Sara et le Chari.

- L'altitude moyenne de la région est de 520 mètres -point culminant : 1 923 m-.

- la pente moyenne est de 0,8 % ;

- le socle occupe dans ce bassin-versant 150 000 km² ;

- les roches sédimentaires -surtout des grès- 62 750 km² ;

- les séries alluviales quaternaires 117 020 km² ;

- la pluviosité moyenne annuelle du bassin-versant d'amont est de 1 210 mm. ;

- le déficit d'écoulement moyen est de 1 089 mm -90 %- ;

- le coefficient d'écoulement moyen est donc de 10 % ;

- la température moyenne annuelle est de 26,1° ;

- le bilan des exportations en solution est de 2,35 millions de tonnes. Après soustraction du bicarbonate fixé directement à partir de l'air, le chiffre de l'érosion chimique sans HCO₃⁻ doit être ramené à 1,19 millions de tonnes ; soit une érosion chimique spécifique de 3,6 tonnes/km²/an -chiffres assez comparables à ceux obtenus sur les fleuves africains-.

- Le bilan des exportations en suspension est de 3,475 millions de tonnes ; soit une érosion spécifique de 10,5 tonnes/km²/an -chiffres plutôt plus faibles que ceux obtenus ailleurs en Afrique-.

Utilisant, d'une part, la composition de la charge alluviale en suspension [p. 63, tableau XXV], d'autre part une reconstitution de la roche mère altérée [p. 91], J. Y. GAC en est venu à proposer un bilan de l'altération chimique et de l'érosion mécanique sur les formations du socle précambrien [tableau XXXVII, p. 92] grâce auquel il a pu remonter à la vitesse moyenne de désagrégation de la roche mère, un mètre en 72 000 ans au rythme actuel, et à la vitesse d'évacuation des altérites, 0,84 mètre en 72 000 ans.

Ainsi dans les conditions actuelles existant en amont du bassin-versant du lac Tchad, le socle s'altérerait de 13,90 mètres en un million d'années et l'érosion déblayerait 11,70 mètres pendant la même période, le sol s'épaississant de 2,20 mètres. Si l'on transposait telles quelles les mesures d'érosion effectuées par J. Y. GAC au Tchad dans le cas du Forez au Paléogène supérieur, la tranche de socle éliminée aurait été de :

$$11,70 \text{ mètres} \times 15 \text{ M.A.} = 175,5 \text{ mètres}$$

Un sol meuble de 33 mètres serait apparu sur l'espace concerné. Comme on trouve, à partir de l'estimation des formations corrélatives, un chiffre de 240 à 300 mètres, il est possible de dire, en première analyse, que le travail de la morphogenèse semblerait avoir été plus rapide dans le Massif Central, à l'Oligocène, qu'actuellement au Tchad. Un commentaire de cette brève mais très importante comparaison s'impose.

Il faut pour commencer avoir conscience que chacune des deux enquêtes s'appuie sur des méthodes diamétralement opposées : celle de J. Y. GAC part de la charge alluviale annuelle des rivières et

extrapole, à partir de là, les vitesses de l'érosion à l'échelle des temps géologiques ; celle qui est proposée ici part du bilan de la sédimentation et essaye de remonter à une évolution moyenne. Toutes les deux se heurtent finalement au même obstacle : les variations du rythme de l'érosion dans l'espace et dans le temps.

Différentes, ces deux enquêtes me semblent en partie complémentaires : elles tendent à se vérifier l'une par l'autre. Les chiffres obtenus, malgré l'écart qui les sépare, sont du même ordre de grandeur ; ils s'excluent d'autant moins que leur inégalité peut s'expliquer.

Il est inutile bien entendu de s'appesantir sur le caractère dissemblable des deux exemples choisis : d'un côté, une vaste portion de craton précambrien situé au coeur de la zone intertropicale actuelle, région qui vient d'être concernée par un épisode tectonique majeur du cycle alpin -voir dans les conclusions générales les remarques sur la "crise médiocyclique", page 560 et suivantes-, de l'autre, un petit secteur de massif ancien impliqué dans une phase tectonique très différente du cycle des plaques et placé, sous une latitude moyenne, à faible distance de la Téthys. Les circonstances structurales, topographiques ou bioclimatiques, malgré leurs dissemblances, n'interdisent pas une comparaison des conditions morphogéniques ; elles permettent, au contraire, de comprendre les nuances dans le rythme de l'érosion.

L'opposition la plus nette entre les deux situations me paraît être d'ordre structural. Nous avons vu que des mouvements du sol, avec en particulier le jeu presque continu des failles de bordure, s'étaient manifestés tout au long du Paléogène supérieur. Le contexte tectonique dans lequel se trouvait alors le Centre-Est du Massif Central n'avait rien à voir avec les données présentes dans le bassin-versant du lac Tchad, plus ou moins stabilisé aujourd'hui, après avoir connu à la fin du Tertiaire de très puissantes déformations épirogéniques à grand rayon de courbure. Ces deux contextes ont eu, à mon avis, des conséquences capitales sur l'organisation de la topographie. Par le biais de la forme générale et de la valeur des pentes, ils peuvent justifier l'efficacité différente des processus d'érosion.

La pente topographique moyenne de la partie méridionale du bassin-versant du lac Tchad est extrêmement faible. Elle se situe aujourd'hui vers 0,08 %. L'érosion active qui y règne depuis la mise en place du relief -soit sans doute plusieurs millions d'années, voir les conclusions générales-, est moins responsable de cet état de fait que le style des déformations : l'Adamaoua se dresse assez brusquement au-dessus d'un bombement très large et peu accentué. L'ensemble de la région présentait dès le départ une morphologie "éjective" qui n'a pas favorisé le travail d'incision du réseau hydrographique, les principales artères possédant lors de leur installation un profil très nettement concave. La figure 87 A montre quelle est la physionomie actuelle du profil en long du haut Logone -pente moyenne : 0,15 %-, partie la plus déclive du bassin.

Dans le cas du Forez à l'Oligocène, il est évidemment très difficile de situer la valeur des pentes puisqu'il ne reste rien de la topographie ancienne. Un raisonnement simple permet pourtant d'avoir l'assurance que, malgré une dénivellation maximale beaucoup moins forte, les déclivités étaient nettement plus accusées. L'explication de cet apparent paradoxe tient tout simplement à la faible largeur de l'espace soumis à surrection, entre les Limagnes de l'Allier et de la Loire. Comme la distance qui sépare les failles limites des fossés est d'une trentaine de kilomètres et en supposant la ligne de partage des eaux située à égale distance des deux -ce qui n'a sans doute pas été le cas, voir ci-dessous-, on peut affirmer qu'une hauteur relative de 250 mètres des reliefs aurait suffi à créer, après incision du réseau hydrographique, une pente moyenne potentielle de 1,6 %, soit dix fois plus forte que celle de profil en long du haut Logone (fig. 87 B). La seule condition nécessaire pour qu'une telle éventualité se soit effectivement produite est que le style tectonique ait été déjectif, avec des affaissements localisés entre des portions de socle soulevées d'un seul bloc ou presque. Or, l'exercice de la distension oligocène paraît avoir précisément provoqué l'apparition de formes structurales semblables.

Reconstituer la physionomie générale du horst forézien, déterminer en particulier l'altitude maximale qu'il a atteinte au Paléogène est un exercice délicat. On a souvent plus de certitude sur ce qui n'a pas été que sur ce qui a pu être. Il n'est pas question, par exemple, de conférer au bloc soulevé sa dénivellation actuelle -1 100 mètres- ni même une structure en gradins. La granulométrie et la pétrographie des formations corrélatives apportent sur ce plan d'intéressantes données.

- Une érosion d'une relative agressivité mécanique existait à l'Oligocène ; le caractère très ménagé de l'altération des alluvions apportées par les rivières -présence de feldspaths et de biotite- prouve que la pédogenèse était de courte durée et le transport assez rapide -voir pages 423 à 428-. Dans ces conditions, de puissants reliefs n'auraient pas manqué d'envoyer des matériaux de très forte taille assez loin à l'intérieur des bassins, avec construction de cône de déjection en pente forte. Parce que ceci ne s'est pas réalisé, puisque les seules décharges grossières se sont cantonnées le long des bordures de faille active et montrent toujours une évolution granulométrique très rapide, on doit en déduire une relative faiblesse de la dénivellation générale.

- La nature des roches recensées à l'état de blocs ou de galets confirme le raisonnement précédent : elle correspond de façon systématique à un bassin-versant très étroit d'un ou deux kilomètres. Il serait évidemment absurde d'imaginer que le colmatage des fossés se soit fait à partir de la destruction d'une mince bordure perpétuellement soulevée. L'ensemble de l'espace compris entre les zones affaissées a dû être affecté par une tendance positive et a été soumis à l'érosion. Mais, à la différence des bordures tectoniquement actives qui possédaient des abrupts capables de fournir de véritables brèches syntectoniques, le domaine interne n'a envoyé aux bassins que des altérites fines, produits de la désagrégation granulaire et de très rares particules grossières -quartz ou petits galets

d'aplite-. Les pentes présentes dans l'arrière-pays, parfois fortes, n'avaient pas le caractère abrupt suffisant pour dégager du matériel grossier.

On est ainsi conduit à reconstituer entre les cuvettes sédimentaires des limagnes, bien individualisées par des escarpements de faille de plusieurs dizaines de mètres de haut, un bloc de hautes terres uniquement aéré par les vallées. La dissymétrie des apports, conséquence de l'étendue très variable des bassins-versants pourvoyeurs, est un argument solide pour supposer une ligne de partage des eaux située, du Bourbonnais au Velay, beaucoup plus près des Limagnes de la Loire que de celles de l'Allier. On avait donc, selon toute vraisemblance, une organisation du drainage encore plus disproportionnée qu'elle ne l'est actuellement en faveur du versant auvergnat (fig. 86). On peut déduire de cette hypothèse que le fossé d'Ambert, dans la sédimentation duquel la très faible importance des roches précipitées avait été notée, ne constituait pas un véritable niveau de base régional mais retenait simplement une partie de la charge alluviale de rivières tributaires de la Grande Limagne.

La figure 87 C est une tentative de reconstitution très schématique du profil de la région sur le modèle de l'expérience pratiquée avec les reliefs éocènes du Limousin (fig. 71). Elle ne prétend pas, là encore, être la réalité ; elle essaye simplement de visualiser un certain nombre d'éléments clés du paysage. Représentant une coupe à travers l'extrémité nord du Forez, depuis la région de Thiers jusqu'à celle de Montbrison, elle montre d'abord le style particulier de la tectonique oligocène, très différente à mon sens du style éjectif des déformations éocènes (fig. 71). Elle permet, ensuite, de juger de la puissance des pentes. A côté de talus bordiers d'une centaine de mètres de hauteur sur la périphérie des fossés -ce qui semble être une altitude maximale-, j'ai admis une position de la ligne de partage des eaux vers 250 mètres d'altitude relative au-dessus des fossés -cette valeur, arbitraire, correspond à la moyenne de ce qui a été estimé, à tort ou à raison, comme la fourchette possible dans laquelle la dénivellation pouvait être placée, soit 100 à 400 mètres-. On distingue sur la coupe, en raison de la dissymétrie des versants, les valeurs différentes des pentes moyennes du réseau hydrographique. Dans la mesure où les rivières possédaient un tracé parallèle à la coupe de direction NW-SE -celle suivie du reste par nombre de cours d'eau actuels- on constate que la déclivité potentielle des principales artères aurait été de 0,6 % du côté occidental et 2,5 % sur le versant oriental ; c'est-à-dire 8 à 30 fois plus forte que celles présentes actuellement dans le bassin supérieur du Logone et du Chari.

Si l'on ajoute que le jeu pratiquement continu des failles a dû maintenir tout au long de la période une tendance permanente à la surrection, empêchant les cours d'eau d'atteindre leur profil d'équilibre et de réduire ainsi la valeur des pentes, on tient, avec la vigueur des déclivités, la principale explication du déblaiement très rapide des altérites, donc de leur faible degré d'évolution, et de la minceur des sols. Doit-on cependant considérer qu'elle est seule responsable de la vitesse d'érosion en apparence plus forte dans les roches cristallines du Massif Central à l'Oligocène ? Tel ne serait sûrement pas l'avis de J. Y. GAC qui a accordé, en fonction de son point de vue de géochimiste, un rôle déterminant aux facteurs climatiques dans l'évolution morphologique du bassin tchadien.

Il a reconnu, grâce à ses analyses quantitatives sur la charge alluviale du bassin-versant d'amont, une évolution dans laquelle la pédogenèse tendait à se développer plus vite que l'érosion mécanique. Face à ce constat, il a considéré avec logique que le processus essentiel et presque unique de destruction des roches cohérentes était l'hydrolyse par le biais de l'argilification des silicates d'alumine. Il a du reste noté que la fraction grossière évacuée chaque année par les rivières comprenait, dans l'ordre et en millions de tonnes, les minéraux suivants :

kaolinite	2,05	mt
quartz	0,47	mt
illite	0,43	mt
interstratifiés	0,215	mt
hydroxydes	0,180	mt
feldspaths	0,012	mt

Une comparaison de ces résultats avec ceux obtenus pour les sédiments oligocènes des limagnes -illite dominante, rapports quartz-feldspaths souvent inférieurs à 4 dans la fraction sableuse, présence de biotite- démontre que les conditions d'érosion qui règnent actuellement à l'amont du bassin du lac Tchad, ne correspondent pas à celles connues par l'Est du Massif Central à l'Oligocène. Il n'en est pas partout ainsi, puisque J. Y. GAC a lui-même remarqué la présence dans les sols des plaines de l'aval, à proximité du lac, de sables beaucoup plus riches en feldspaths -jusqu'à plus de 20 % des minéraux légers-. Il a attribué ce phénomène à une diminution de la part de l'érosion chimique et à une augmentation de l'érosion mécanique de l'amont à l'aval du bassin-versant ; il s'agirait d'une conséquence de la zonation climatique actuelle [1980, pp. 153-154]. Je ne souscrirai pas tout à fait à cette interprétation, parce que la roche mère qui a alimenté les sables de l'aval -grès du "Continental terminal"- n'est pas la même que celle de l'amont -socle- et parce que les sables de l'aval pourraient bien représenter un héritage. J'admettrai pourtant avec J. Y. GAC que le climat et ses variations sont des causes possibles des modifications de la nature et du rythme de l'érosion. Bien que ce ne soient pas les seules, il est indispensable, avant d'aller plus loin dans l'analyse de la dynamique, de s'interroger sur les conditions climatiques qui régnaient dans le Massif Central à l'Oligocène.

3 - LE CLIMAT ET SES VARIATIONS AU "PALEOGENE SUPERIEUR" :

A aucun moment du présent travail il ne m'est apparu nécessaire, pour expliquer l'évolution morphologique, de recourir à d'éventuelles crises climatiques susceptibles d'avoir entraîné des bouleversements dans la physionomie du couvert végétal ou dans le système d'érosion. L'analyse des témoignages laissés par la flore, la faune ou les formations corrélatives m'a même amené à rejeter jusqu'ici l'idée de l'existence de pulsations brutales du climat organisées sur le modèle des crises quaternaires. Pour la première fois de l'histoire alpine, les faits observés imposent un changement d'attitude : de rapides transformations intervenues dans la flore et la faune à la limite Eocène-Oligocène conduisent à admettre la réalité d'une modification de certains paramètres climatiques.

Du Trias au milieu du Ludien, les conditions climatiques ont été supposées uniformément "chaudes" et à pluviosité saisonnière contrastée. En dehors de modifications thermiques de caractère chronique ou accidentel, mais d'ampleur limitée, et de multiples variations locales dans le bilan de l'eau, variations dues principalement au changement dans la valeur des pentes, il n'y a pas eu, d'après moi, de changements fondamentaux dans l'organisation des données atmosphériques. Si l'on met de côté l'existence d'une zonation aboutissant à une décroissance des températures du Sud au Nord et, par ce biais, à des précipitations dont l'importance et le rythme se trouvaient modifiés, je ne crois pas que les processus d'érosion aient connu, à ces époques, de véritables transformations à mettre sur le compte du climat. Est-il besoin de dire que cet avis n'est pas partagé par de très nombreux chercheurs ?

Dans un remarquable travail consacré à la "stratigraphie et l'évolution paléogéographique du domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène", J. C. PLAZIAT a admis l'existence, au Thanétien, d'un refroidissement suffisamment fort pour avoir entraîné à l'échelle de la France un changement de nature du climat, qui serait alors passé du "subtropical" au "tempéré chaud" [1984, p. 1 194 et fig. 479]. Il a basé ses conclusions sur les indications données par les Mollusques marins et terrestres. Considérant, d'une part, les observations de A. CHAVAN [1949] à propos de la faune de Lamellibranches du "bassin nordique", dont l'évolution s'est faite pendant une partie du Paléocène de façon indépendante de la "province mésogéenne", d'autre part, ses propres études sur la malacofaune de la France méridionale [J. C. PLAZIAT, 1977], dans lesquelles il a reconnu un glissement des espèces nordiques vers le Sud, il lui est apparu légitime d'envisager, à ce moment-là, un "refroidissement sensible". Il n'en a pas chiffré l'ampleur, mais on peut noter sur ses courbes climatiques -ses figures 479 et 481- que celle-ci aurait égalé la chute des températures enregistrées à la limite Eocène-Oligocène -voir ci-dessous-. Dans la mesure où mes remarques sur les données climatiques paléogènes inférieures se sont essentiellement appuyées, à tort ou à raison, sur les indications de la palynologie, je n'ai pas cru devoir faire allusion à cette opinion. Force est, en effet, de constater que le refroidissement thanétien n'a pas eu de conséquence manifeste sur la flore. Sans remettre en cause les observations de J. C. PLAZIAT, j'aurai tendance à limiter à une valeur modeste la baisse des températures au Paléocène, au moins sur le continent.

L'ensemble des réflexions précédentes conduit à deux remarques.

- Des phases de refroidissement ont pu se produire. Ainsi que l'a justement souligné J. C. PLAZIAT [1984, p. 1 161], c'est dans la faune ou la flore terrestre et non au sein du monde marin, soumis à toutes les époques à l'influence des courants ou à de brusques changements paléogéographiques -fermeture ou ouverture d'isthmes-, qu'il faut en rechercher les traces. Leurs effets ont été variables d'une forme de vie à l'autre ; il est, par conséquent, très difficile de mesurer leur importance réelle.

- Pour définir une véritable crise climatique, il me semble indispensable d'obtenir des convergences significatives entre tous les indicateurs biologiques sur une vaste portion d'espace. Une telle nécessité s'impose au géomorphologue puisque, le relief étant l'élément du milieu qui possède la plus forte inertie, il est à coup sûr le dernier à être touché par d'éventuelles transformations.

Avant d'envisager les conséquences géomorphologiques des variations climatiques, il faut donc démontrer que leur ampleur a été suffisante pour mériter la dénomination de "crise". Les premières de l'histoire alpine dignes de ce nom se placent selon moi à L'Eocène terminal.

La thèse de C. CAVELIER sur "la limite Eocène-Oligocène en Europe occidentale" [1979] a sans aucun doute contribué à régler nombre de problèmes qui se posaient aux stratigraphes ; pour les géomorphologues et plus généralement pour les paléogéographes elle apparaît d'abord comme une impressionnante synthèse montrant la nature exacte des changements climatiques qui ont eu lieu à la fin du Paléogène inférieur.

Partant des indications données par la palynologie, qu'il a jugée être le "meilleur guide en matière de climatologie continentale", C. CAVELIER a décrit, dans une "tendance générale au rafraîchissement depuis le Lutétien supérieur", "une baisse brutale de la température survenue à la fin du Priabonien... en deux à-coups successifs : le premier vers la base du Ludien supérieur et le second, nettement plus accusé, vers le sommet" [1979, p. 228]. Le caractère exceptionnel de ce phénomène tiendrait à son extension à toute l'Europe occidentale, puisqu'on l'a retrouvé aussi bien dans le domaine nordique -"Heskemer bild"- que dans les flores mésogéennes -Italie, Albanie, etc...-. Il s'est traduit par une forte progression des pollens de conifères -Pinacées, Cupressacées, Taxodiacées- aux dépens des feuillus, alors dominants dans la strate arborée. Parmi les

Angiospermes, les formes arcto-tertiaires -*Betula*, *Corylus*, *Alnus*, *Juglans*- ont supplanté les éléments de type tropical -Myricacées, Lauracées-, "la flore du Tertiaire moyen remplaçant la flore du Tertiaire ancien" [p. 185].

C. CAVELIER a souligné qu'il existait une relation entre les grandes "coupures" floristiques et les principales modifications qui ont affecté, à la fin de l'Eocène, les faunes continentales. Chez les Mammifères, l'extinction de nombreuses espèces, apparues tout au long de la première moitié du Paléogène, "a suivi le premier rafraîchissement, elle a coïncidé avec une période de dénudation végétale". Quant à la "Grande coupure" de H. G. STEHLIN, véritable renouvellement de la population mammalienne, elle coïncide exactement avec le rafraîchissement majeur de la fin du Ludien. Le plus remarquable est que ces événements ont dépassé le cadre européen ; ils se retrouvent à la même époque "dans les faunes de Mammifères d'Amérique du Nord et vraisemblablement d'Asie" [p. 187].

La baisse des températures s'est aussi accompagnée de modifications profondes dans le domaine marin néritique, que ce soit chez les grands Foraminifères avec la régression des Nummulites et la raréfaction puis la disparition des Discocyclines, ou chez les Mollusques, avec des migrations vers le Sud de nombreuses espèces boréales. Utilisant les recherches du Soviétique V. M. SINICYN [1967, 1969] sur les rapports actuels entre l'isotherme de Janvier 18 à 20° pour les eaux océaniques et la limite d'extension de certaines formes de vie -Coraux constructeurs, grands Foraminifères pour le domaine marin, Mammifères tapiriformes, Crocodiles et mangroves sur les continents-, C. CAVELIER a indiqué que cette isotherme pouvait être tracée à la latitude de 50°N sur la façade occidentale de l'Europe au Priabonien moyen et à la latitude de 45°, vers le milieu du Stampien inférieur [p. 232]. Désireux de chiffrer l'ampleur du rafraîchissement responsable du phénomène, C. CAVELIER a fait observer qu'un abaissement de 5° en latitude correspond aujourd'hui, dans les eaux de la façade atlantique française, à une diminution d'environ 2,5° de la température. Il lui est apparu cependant plus logique d'envisager une diminution des moyennes marines "de l'ordre de 4 à 5° et un rafraîchissement atmosphérique encore plus accusé" [p. 233]. Avec cette remarque, C. CAVELIER a abordé, au-delà de la démonstration de la réalité des changements climatiques fini-éocènes, le terrain beaucoup plus délicat de leur description qualitative, voire quantitative. Malgré la grande difficulté de l'analyse, ces problèmes ne peuvent pas être éludés en raison de leurs implications directes sur la morphogénèse.

La nature de la crise climatique du Paléogène moyen est aujourd'hui assez bien établie ; elle s'est traduite, à l'échelle du Globe ou tout au moins de l'hémisphère Nord, par un refroidissement et un abaissement en latitude de la zonation. Deux questions demeurent pourtant posées à son sujet : celles de son intensité et de sa durée.

Pour répondre à la première, il aurait été possible d'utiliser quelques-unes des nombreuses tentatives d'estimation chiffrée des paléotempératures faites sur les coquilles de Mollusques à partir des isotopes de l'oxygène contenus par le carbonate de calcium. On connaît le succès initial remporté par la méthode mise au point par H. C. UREY après la dernière guerre mondiale, mais aussi les difficultés qu'elle a rencontrées sur le plan technique ou celui de l'interprétation des résultats. Pour la présente enquête, qui concerne la paléogéographie du Massif Central et de ses marges, il m'a semblé préférable de renoncer aux exemples pris dans le domaine océanique, en dépit de leur apparente précision, et de m'en tenir à des appréciations plus grossières, mais bien centrées sur le domaine continental ouest-européen. Parce que la palynologie est devenue depuis quelques années une des pièces maîtresses de la stratigraphie des sédiments paléogènes, il m'a paru judicieux de prendre pour base les renseignements paléoclimatologiques qu'elle fournit et sur lesquelles les spécialistes de l'étude des pollens n'ont pas manqué d'attirer l'attention. Je reprendrai en particulier les observations développées par J. J. CHATEAUNEUF, qui a consacré au problème un chapitre de sa thèse [1980, pp. 327 à 340].

Suivant la démarche déjà employée par C. GRUAS-CAVAGNETTO pour le Paléogène inférieur [1977] et mise au point par A. PONS dans le cadre de son étude sur le Pliocène rhodanien [1964], J. J. CHATEAUNEUF a tout d'abord comparé les indications paléocologiques fournies par les macroflores en regard de celles obtenues par les pollens fossiles. Comme les deux auteurs précités, il a constaté à la fois un écart notable entre ces deux séries d'informations et leur caractère complémentaire. La végétation fossile est "généralement déformée par son caractère local et le plus souvent hygrophile" ; "elle a beaucoup moins enregistré les variations de température ou d'humidité que les flores d'arrière-pays" plutôt surreprésentées dans les analyses polliniques [1980, p. 329].

J. J. CHATEAUNEUF s'est ensuite attaché à déterminer les affinités climatiques de la flore paléogène du bassin de Paris en fonction de la distribution actuelle des familles, sous-familles, genres ou espèces, héritières des plantes fossiles. Il est ainsi parvenu à des conclusions très proches de celles de C. GRUAS-CAVAGNETTO [1977] : "les flores du bassin de Paris ont fait partie, à l'Eocène supérieur et à l'Oligocène, d'une vaste zone pantropicale ou subtropicale à végétation abondante". Etendue à l'époque de l'Amérique du Nord à l'Asie orientale, cette flore, indépendante de celle de l'hémisphère Sud, se serait réfugiée à la suite du refroidissement néogène dans les zones chaudes de l'Asie du Sud-Est [p. 332].

A partir des comparaisons précédentes, J. J. CHATEAUNEUF s'est livré à un double classement : il a réparti l'ensemble des espèces recensées, non seulement en fonction de l'appartenance de leurs héritières actuelles à chacun des quatre grands groupes -tropical, subtropical à tempéré chaud, tempéré et cosmopolite-, mais encore d'après le milieu où celles-ci se retrouvent aujourd'hui. La figure 88 montre les trois grands types créés à partir de l'écologie des plantes : un premier type rassemble les "espèces des milieux

aquatiques ou marécageux", un second "la végétation d'arrière-pays, plaines, plateaux ou stations élevés", le troisième regroupant les espèces impossibles à classer. L'importance des diverses catégories ainsi établies a été utilisée par J. J. CHATEAUNEUF pour dresser une courbe climatique dont la partie basale, bartonoludienne, a déjà été commentée dans le chapitre précédent (fig. 69) -voir page 333-. L'évolution des rapports entre le nombre d'espèces tropicales d'un côté, d'espèces subtropicales et tempérées de l'autre, a permis d'estimer les variations thermiques, tandis que les pourcentages de plantes de milieu humide ou de milieu sec servaient à la réalisation de la courbe d'humidité. On remarquera le caractère essentiellement qualitatif de la figure établie par J. J. CHATEAUNEUF ; elle ne comporte qu'un élément chiffré : le seuil de 20° de moyenne thermique annuelle qui aurait constitué la limite de part et d'autre de laquelle les taxons tropicaux dominaient ou étaient dominés par les taxons subtropicaux ou/et tempérés. Ce chiffre a bien entendu été choisi en fonction de la zonation bioclimatique actuelle et de la localisation des plantes héritières des végétaux paléogènes. Toutes les réflexions qui vont suivre tourneront autour de lui.

A en croire l'avis de certains botanistes rapporté par J. J. CHATEAUNEUF [1980, p. 339], la température moyenne annuelle des régions situées, au Paléogène, à la latitude de l'Europe occidentale, aurait pu s'abaisser nettement au-dessous du seuil de 20° et atteindre une quinzaine de degrés. C'est en particulier ce que l'on devrait déduire de l'installation, à cette époque, d'une forêt mixte de conifères, semblable à celles qui recouvrent aujourd'hui les montagnes de l'Asie du Sud-Est. Cette hypothèse, basée sur une comparaison étroite entre les données présentes et le passé, conduit à admettre une très notable chute des températures à la limite Eocène-Oligocène. Elle représente une façon de résoudre le problème biogéographique posé par les spectres palynologiques ; je ne suis pas sûr que ce soit la seule. Je proposerai une seconde hypothèse sur l'ampleur et les modalités du refroidissement du Paléogène moyen qui, sans refuser par obligation toute référence aux circonstances actuelles, essaye de conserver une certaine souplesse face à un actualisme systématique.

On sait que la moyenne annuelle des températures est aujourd'hui, pour les régions extratropicales, une donnée sans grande signification puisqu'elle cache des écarts saisonniers très importants. Mon point de vue est que, d'une part, l'opposition entre températures extrêmes n'a pas toujours eu la même vigueur aux latitudes tempérées et que, d'autre part, les phénomènes observés à la fin de l'Eocène pourraient bien correspondre à une phase de brusque accentuation du caractère saisonnier des températures, avec une baisse n'ayant concerné que la période hivernale. Une chute de plusieurs degrés des moyennes mensuelles hivernales, avec possibilité d'apparition du gel, a peut-être suffi à entraîner de très notables changements dans la flore, surtout si l'on attribue aux plantes éocènes d'affinité tropicale le caractère sténotherme de la plupart de leurs descendantes.

On objectera sans doute contre l'idée d'une crise climatique limitée à la simple apparition d'un refroidissement hivernal, la très forte domination des conifères dans les spectres du Bassin Parisien comme dans ceux du Massif Central. Un bouleversement du paysage forestier aussi accusé semble, au premier abord, difficile à expliquer par des nuances saisonnières. Je maintiendrai cependant mon point de vue, en faisant valoir deux arguments.

- Les pourcentages de pollens biaillés doivent dans n'importe quelle analyse palynologique toujours être considérés avec prudence. La dispersion des graines anémogames sur de très longues distances est un phénomène classique ; leur fossilisation actuelle sur le fond des sebkhas désertiques, en dehors de leurs régions d'origine, est le fait qui montre le mieux les limites des reconstitutions du couvert végétal par les microflores. Une part non négligeable des pollens disaccates recensés dans les sédiments paléogènes de notre pays a peut-être eu une origine plus septentrionale.

- La domination des conifères en nombre d'individus ne doit pas faire oublier que, même au moment de leur plus grand développement, de nombreuses espèces tropicales étaient toujours présentes. La figure 88, établie en fonction du pourcentage des espèces et non pas de celui des pollens, en apporte la démonstration. Les plantes réputées "tropicales" apparaissent aussi nombreuses, ou plus, que les végétaux tempérés dans l'éventail des taxons au maximum de la crise du Ludien supérieur.

Ce dernier point est particulièrement important. Dans la mesure où l'existence, au Paléogène, d'un seuil létal basé sur des températures minimales, identique à celui qui concerne aujourd'hui beaucoup de plantes tropicales, paraît vraisemblable et parce que ce seuil est souvent situé au-dessus de 0°, il est difficile d'imaginer que la saison froide ait pu connaître des moyennes permettant l'installation du gel de façon régulière. Comme celui-ci coïncide actuellement, à peu de chose près, avec l'isotherme 18° pour le mois le plus froid, il ne me paraît guère raisonnable de penser à un abaissement de la moyenne hivernale très au-dessous de ce chiffre et moins encore de supposer une moyenne annuelle au-dessous de 20°.

Pour résumer mon opinion, je crois à un refroidissement qui se serait plus réalisé par abaissement des températures minimales, certains végétaux étant de ce fait éliminés, que par une forte diminution des moyennes annuelles. En outre, je ne suis pas sûr que l'on doive expliquer le brusque retour des conifères sur un espace occupé par des espèces tropicales ou subtropicales, comme on serait tenté de le faire pour des événements quaternaires, c'est-à-dire par une crise climatique très accentuée avec un glissement de la zonation. Le phénomène pourrait s'expliquer par le médiocre développement au Paléogène, voire l'absence, de taxons capables de s'adapter à un changement de température limité en valeur mais entraînant le franchissement d'un seuil, autrement dit par la modeste représentation, à cette époque, des espèces dites "tempérées".

Les efforts déployés pour atténuer l'importance du refroidissement "oligocène", puisque le Stampien et l'Oligocène supérieur ont été concernés de façon égale par le retour des conifères, seront sans doute mal compris par quelques lecteurs, pour lesquels l'évidence est d'abord l'arrivée brutale du froid, le reste étant détail ou spéculation. Il me faut donc expliquer ma position. Je reconnaitrai avec eux qu'il est bien difficile, sinon impossible, d'espérer faire des distinctions dans la durée ou l'ampleur saisonnière d'un phénomène quand sa durée ou son ampleur, à l'échelle des temps géologiques, est toujours l'objet de discussion. Il existe pourtant en faveur de l'hypothèse du refroidissement saisonnier avec faible baisse de la moyenne des températures un argument géomorphologique assez sérieux : il est indispensable à mon sens que les températures soient restées fortes pour que l'altération, par le biais des réactions chimiques -hydrolyse, dissolution-, ait permis une mise à disposition rapide des roches cohérentes du socle. Seules de telles circonstances me paraissent justifier la vitesse d'érosion élevée reconnue dans le paragraphe précédent. Sur ces bases, il m'étonnerait que la moyenne thermique de l'Oligocène soit tombée très au-dessous de 20°. Ce n'est donc non pas un facteur isolé, mais plutôt une série d'éléments convergents, qui me conduisent à cette conclusion.

Il importe d'évoquer maintenant l'autre paramètre climatique analysé par J. J. CHATEAUNEUF sur ses courbes, à savoir les précipitations. Sur ce plan, les renseignements obtenus par la palynologie sont plus difficiles à interpréter : il n'y a pas en effet de rapports directs entre le total des précipitations et l'alimentation en eau des plantes. Comme on l'a souvent signalé, celle-ci dépend du bilan hydrique à l'intérieur du sol. L'importance des pluies n'est que la donnée de base, la perméabilité du substratum et la valeur de la pente sont susceptibles de complètement modifier la quantité réelle mise à disposition du couvert végétal. Le paléogéographe dispose finalement de très peu de données pour mesurer les précipitations passées, c'est sans doute la raison pour laquelle, au-delà des affirmations qualitatives basées sur des comparaisons du type "une phase d'humidité accrue a succédé à une période de sécheresse", on ne trouve jamais dans les publications d'estimations chiffrées. Je me demande pourtant si une réflexion prudente n'offre pas, dans ce domaine, quelques possibilités. Etant donné que les principes physiques qui régissent l'atmosphère ont toutes les chances d'être restés identiques à ce qu'ils étaient au Paléogène, il m'apparaît que le recours à l'actualisme est plus facile en ce domaine que dans ceux faisant intervenir la vie ou l'évolution structurale, ces deux dernières étant très fortement marquées par l'histoire et ses à-coups.

La pluviosité sur une portion de continent est sous le contrôle de données qui font intervenir, d'un côté, les températures, les pressions et la circulation générale de l'atmosphère, d'un autre, la répartition des terres et des mers et la topographie. Pour estimer l'ordre de grandeur des précipitations tombées en un lieu, il "suffit" donc de disposer de ces données. Il va sans dire que seules des hypothèses peuvent être proposées à ce sujet en ce qui concerne le Massif Central au Paléogène supérieur ; malgré les inévitables et nombreuses incertitudes, l'intérêt d'obtenir un semblable renseignement me poussera pourtant à tenter l'expérience.

Le contexte paléogéographique paléogène ne pose pas de problème particulier : en l'absence de très forts reliefs montagneux et du fait de la présence, à ce moment-là, d'un océan Atlantique déjà large à l'Ouest et d'une Téthys encore importante au Sud-Est, aucun phénomène géographique de continentalité ou d'abri ne semble avoir compromis l'alimentation en eau des masses d'air pour tout le domaine étudié. Comme la faible profondeur des mers épicontinentales au Nord, la largeur du plateau continental, à l'Ouest, et l'orientation latitudinale de la Téthys au Sud constituaient autant d'éléments défavorables pour l'apparition de courants froids, on ne voit pas d'autres facteurs limitants à l'humidité de l'atmosphère que les températures ou la direction des vents.

Sur ce dernier point, seuls des vents constants d'Est, après un long passage sur le continent, auraient été susceptibles d'avoir entraîné une certaine sécheresse, en empêchant l'advection d'air maritime. S'il se confirmait qu'une partie des pollens de Conifères présents dans les sédiments est venue du Nord ou du Nord-Est, on détiendrait la preuve que de tels vents ont pu exister ; il resterait cependant à démontrer leur caractère permanent par une analyse de ce que pouvait être à l'époque la circulation générale de l'atmosphère.

Dans le cadre d'une forte atténuation de l'opposition entre températures polaires et équatoriales, inévitable en l'absence d'inlandsis, les vents d'Ouest des latitudes tempérées et les anticyclones tropicaux actuels, c'est-à-dire les deux principaux piliers de l'organisation atmosphérique quaternaire, ne devaient sûrement pas avoir leurs caractères présents ; ils ne jouaient pas ainsi le rôle qui est aujourd'hui leur. Je réserverai un court développement à la démonstration d'une hypothèse assez évidente, au moins dans ses principes.

On peut affirmer que la puissance des jets, sans entrer dans les discussions d'école portant sur l'origine thermique ou dynamique du phénomène, est sous la dépendance directe des contrastes de températures entre Pôle, où les pressions d'altitude sont d'autant plus faibles que l'air est plus froid à la base donc plus dense, et Equateur, où les pressions d'altitude sont d'autant plus fortes que l'air est plus chaud donc plus léger. Ce fait est bien souligné par les différences de force des vents d'Ouest entre l'hémisphère en hiver et celui en été : dans le premier, les aérojets ont un tracé tendu et les cellules anticycloniques forment une ceinture presque continue alors qu'ils sont les uns et les autres moins affirmés dans l'hémisphère opposé. Comme l'air froid polaire se trouve, par les coulées d'air dense expédiées à la fin d'un train de perturbations océaniques, à l'origine des hautes pressions de la partie inférieure des anticyclones subtropicaux, pendant que les vents d'altitude sont responsables des fortes pressions de la haute atmosphère -anticyclones "mixtes" des façades occidentales des continents-, on peut dire, en simplifiant, que toute tendance au refroidissement renforce les

deux processus, toute tendance au réchauffement diminuant leur efficacité. Celle-ci devait, en conséquence, être très faible dans la première moitié du Paléogène. Parce que les anticyclones subtropicaux et les vents d'Ouest n'existaient pas sous leur forme actuelle et ne constituaient pas d'obstacles aux échanges méridiens, on peut supposer une grande extension, à cette époque, des climats qualifiés aujourd'hui de subtropicaux à été humide ; ceux qui se cantonnent en façade orientale des continents, là où l'interruption locale de la ceinture d'anticyclones mixtes livre passage à des remontées d'air chaud estival et à d'éventuelles coulées d'air froid polaire.

A partir de là, et pour en revenir au problème de l'ampleur des précipitations dans l'Ouest de l'Europe au Paléogène, il m'a paru logique d'opérer une comparaison avec le bilan et le régime pluviométrique de ces régions, puisque non seulement la paléobotanique -voir ci-dessus et page 331- mais aussi un bref raisonnement paléoclimatique conduisent à les utiliser comme modèle hypothétique.

Sans vouloir entrer dans des détails qui dépasseraient de très loin la précision possible d'une telle tentative de rapprochement, on doit constater que le total des précipitations de l'actuel domaine subtropical des façades orientales des continents varie dans des proportions allant du simple au double, en fonction de la température -augmentation logique de la pluviosité avec celle de la moyenne thermique- et/ou de la position des étendues continentales et océaniques -un océan parcouru par des courants chauds et situé au Nord ou au Sud du continent aboutissant à une humidité beaucoup plus grande qu'une masse d'eau fraîche placée latéralement, à une même latitude-. Les quelques chiffres suivants ont été empruntés au traité de climatologie de C. P. PEGUY [1970] :

Station	Moyenne thermique annuelle	Total pluviométrique	Caractères particuliers
Kagoshima Japon méridional	16°8	2 337 mm	littoral exposé au Sud, courant chaud, relief
Sydney Australie sud-orientale	17°6	1 205 mm	littoral exposé à l'Est, relief
Rosario Argentine septentrionale	16°7	991 mm	plaine à 300 km d'un océan situé à l'Est
Atlanta Sud-Est des Etats-Unis	16°4	1 197 mm	plateau à 300 km d'un océan situé au Sud

Les exemples cités ne sont pas directement comparables au cas de la France paléogène car, même au moment du refroidissement maximum de l'Oligocène inférieur, les températures y étaient vraisemblablement beaucoup plus fortes. Selon C. CAVELIER -voir ci-dessus- l'isotherme de janvier 18 à 20° pour les eaux marines se serait à peu près placée à hauteur du Massif Central -45° de latitude-, donc dans le secteur dont on cherche à reconstituer le climat ; or l'isotherme en question est aujourd'hui située 1 000 à 1 200 km plus près de l'Equateur par rapport à toutes les stations précédentes. On peut, en conséquence, conclure que l'humidité de la France paléogène était plutôt supérieure, les autres données étant semblables à celles proposées dans le tableau. Si l'on tient compte, comme facteur négatif, de la faiblesse de la topographie dans la région étudiée et de l'existence possible de reliefs importants, au moins de façon relative, sur l'emplacement des Pyrénées et du Languedoc, reliefs capables de faire perdre une partie de leur humidité aux masses d'air venues de la Téthys, il me paraît vraisemblable de situer la moyenne annuelle des précipitations potentielles entre 1 200 et 1 800 mm. Une telle potentialité a pu bien évidemment être contrariée ou favorisée, dans la réalité, par l'intervention de ce que les climatologues contemporains appellent les "conditions efficaces des pluies", c'est-à-dire par une limitation ou une accentuation temporaire des phénomènes d'ascendance. La moyenne effective des précipitations enregistrées par la France à la fin du Paléogène inférieur a, cependant, pour moi, les plus grandes chances de s'être trouvée à l'intérieur de la fourchette avancée.

Quels ont été les effets de la crise thermique ludienne sur la pluviosité ? Il existe de sérieux arguments paléobotaniques pour admettre un contrecoup du refroidissement sur le degré d'humidité du milieu. La figure 69, empruntée à J. J. CHATEAUNEUF [1980], avait été utilisée dans le chapitre précédent pour mettre en doute les liens entre crise climatique et assèchement : des phases de réchauffement coïncidant, du Lutétien au Ludien inférieur, avec une augmentation de l'aridité au sol -voir page 333-. Un changement spectaculaire s'est produit avec l'épisode "froid" des Marnes blanches de Pantin : à partir de là, phase sèche et phase froide sont allées de pair. J'ai déjà précisé que, sur le plan des températures, la crise ludienne s'était selon moi limitée à une faible diminution de la moyenne annuelle. Par comparaison avec la situation observée actuellement dans les régions subtropicales des façades orientales des continents, je la fixerai à 2 ou 3° -valeur enregistrée pour un déplacement de 5° en latitude-. Sur la base de ce chiffre, la baisse de la pluviosité annuelle pourrait être estimée entre 100 et 300 millimètres. Ce chiffre apparaît très faible : il l'est en valeur absolue, mais il n'est pas absurde de supposer que ses effets ont été accrus dans le bilan de l'eau au niveau du sol par le contexte topographique et les données de l'évaporation. Les deux points sont du reste liés : avec l'exemple du bassin du lac Tchad, nous avons vu comment un déficit d'écoulement de 90 % pouvait résulter de la conjonction d'une topographie plane -pente moyenne 0,08 %- et de fortes températures moyennes annuelles -26°-. Tout porte à croire, dans le cas de la France paléogène, qu'en dehors des secteurs soumis à forte regradation, comme le Forez, les zones périphériques très planes -Ouest du Massif Central, bassins sédimentaires- possédaient des pentes

extrêmement réduites. Malgré des températures moyennes atteignant seulement une vingtaine de degrés, les déficits en eau au sol ont pu augmenter : une baisse des précipitations de 200 mm, soit de 10 à 15 %, a dû avoir des répercussions d'autant plus fortes sur la végétation ou l'hydrographie qu'elle s'est sans doute accompagnée d'une augmentation de la durée de la saison sèche, d'une diminution du couvert nuageux, donc d'une hausse de l'évaporation. L'abaissement de la nappe phréatique, au cours des mois secs, aurait ainsi largement dépassé en valeur celle qui aurait résulté d'une répartition régulière de la réduction de la pluviosité sur l'ensemble de l'année. Il est certain que le régime des précipitations a eu son importance.

Depuis le début de ce travail, j'ai fait allusion à l'existence de saisons pluviométriques contrastées ; celles-ci ont été une constante des climats mésozoïques et paléogènes inférieurs. Le rapide développement qui a été consacré au contexte dans lequel se serait organisée la circulation de l'atmosphère au début du Tertiaire -absence des barrières zonales pour les échanges thermiques Pôle-Equateur- permet de mieux comprendre le phénomène. Dans le cadre des climats subtropicaux contemporains, il existe bien un rythme pluviométrique aligné sur l'évolution des températures : le maximum des précipitations est lié à la saison chaude et une relative sécheresse correspond à la saison froide. L'exemple qui sera proposé ici est celui de la station météorologique de Miami, en Floride :

	Janv.	Févr.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août.	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	
Précipitations	52	47	58	99	164	187	171	177	241	209	72	42	Total : 1 518 mm
Températures	19°4	19°9	21°4	23°4	25°3	27°1	27°7	27°9	27°4	25°4	22°4	20°1	Moyenne : 23°9

Ces données me semblent assez proches dans leur logique de celles qui devaient concerner le Massif Central au Paléogène inférieur, en particulier avec une alimentation en humidité depuis une mer chaude située au Sud-Est, les températures et l'humidité étant cependant légèrement inférieures à l'Oligocène. On notera à propos de la saison des pluies en Floride qu'elle dure de Mai à Octobre, soit la moitié de l'année -chiffres en caractères gras sur le tableau-, qu'elle concorde exactement avec la saison chaude -plus de 25° de moyenne mensuelle- et, enfin, qu'elle rassemble avec 1 149 mm, les trois quarts du total des pluies. Il est possible de rendre compte de façon simple de ces saisons pluviométriques en opposant la tendance anticyclonique des mois secs, liée à la "fraîcheur" de l'hémisphère en hiver, et les types de temps dépressionnaires pendant la saison estivale. Il est alors aisé de concevoir que la diminution des températures hivernales, au Ludien, a dû se traduire par une hausse des pressions provoquant une diminution des précipitations et une augmentation du temps d'ensoleillement, donc de l'évaporation au sol. La sécheresse de la saison fraîche s'est ainsi trouvée renforcée ; elle serait responsable de la disparition de nombreuses espèces des stations humides, de la poussée des Conifères, et de l'accentuation temporaire du caractère endoréique de l'hydrographie -voir ci-dessous-.

Les remarques précédentes permettent d'esquisser les grandes lignes du climat qui a pu régner sur l'Ouest de l'Europe au milieu du Paléogène. Placée dans des conditions voisines de celles qui affectent aujourd'hui les régions subtropicales des façades orientales des continents, la France a enregistré, dans le cadre d'une crise climatique d'échelle planétaire, une diminution rapide de ses températures. Le phénomène ne me semble cependant pas avoir été suffisamment accusé pour faire quitter aux régions étudiées la zone "chaude", au sens large, c'est-à-dire l'espace où la température moyenne annuelle était supérieure à 20°. Un assèchement du climat dont les effets ont vraisemblablement été accrus au niveau du sol -évaporation-, a accompagné le refroidissement.

Avec l'identification de la première véritable "crise" climatique enregistrée par le Massif Central au cours du cycle alpin, deux questions majeures s'imposent : quelle en a été l'origine et quelle en a été la durée ?

Il est plus facile de répondre à la seconde question. Les études palynologiques [G. GORIN, 1976 ; J. J. CHATEAUNEUF, 1980] ont bien montré que le rafraîchissement, après être passé par un maximum froid à la fin du Ludien, suivi d'un bref réchauffement au tout début du Paléogène supérieur, s'était poursuivi au Stampien (fig. 69), puis à l'Oligocène supérieur. Les pourcentages de pollens de Conifères dans les microflores (fig. 83) doivent à l'heure actuelle être considérés comme le plus sûr indice de l'extension dans le temps du phénomène de rafraîchissement-assèchement. Avec les progrès de la paléontologie, d'autres sources de renseignements sont maintenant utilisables, en particulier les faunes de Micromammifères. M. HUGUENEY [1984] vient d'écrire sur le paléoenvironnement des Limagnes de l'Allier un article qui illustre l'utilisation paléoclimatologique de l'étude des fossiles de Vertébrés. Sur la figure 89, deux des croquis de M. HUGUENEY ont été reproduits ; ils montrent de quelle façon, l'auteur a tiré argument de la représentation d'espèces indicatrices d'un biotope sec ou humide (fig. 89 A) ou de conditions thermiques plus ou moins chaudes (fig. 89 B), pour établir des diagrammes climatiques. Les deux schémas se recoupent parfaitement : ils soulignent l'existence d'une crise froide et sèche dans la première moitié de l'Oligocène supérieur, d'un réchauffement modéré, accompagné d'un retour de l'humidité à la fin du Paléogène, d'une recrudescence de la fraîcheur sèche au tout début de l'Aquitainien, et, pour finir, d'un retour à des conditions à la fois plus chaudes et plus humides avec la faune de St-Gérard-le-Puy -représentée par les découvertes réalisées à la carrière de Poncenat sur le croquis-. On pourrait croire la signification de ces résultats directement influencée par des circonstances très locales, les fossiles étant représentatifs d'une plaine palustre ou au contraire d'un substrat sec ; M. HUGUENEY, en plaçant sur l'un de ses croquis la position d'autres gisements célèbres européens -astérisques sur la figure 89 A- a clairement démontré qu'il n'en était rien. Les pulsations climatiques enregistrées par les faunes de Limagne se retrouvent à peu de chose près ailleurs, de l'Allemagne à l'Espagne en passant par le Languedoc et l'Aquitaine.

Le rafraîchissement qui s'était amorcé au Ludien supérieur s'est donc poursuivi sous des formes plus ou moins accentuées jusqu'à l'Aquitainien inférieur. L'importance, en durée, de ce phénomène a été considérable. Il faut maintenant s'interroger sur ses causes.

Enregistrée dans la biogéographie marine comme sur le continent, la détérioration climatique du Paléogène supérieur pose d'abord, en Europe occidentale, le problème de son origine océanique ou terrestre. Le refroidissement ayant pu résulter de phénomènes marins -courants- entraînant une baisse des températures des eaux superficielles puis des masses d'air, ou de phénomènes météorologiques provoquant directement une diminution d'ensemble des températures atmosphériques. C. CAVELIER a détaillé [1979, pp. 234 à 237] les différentes causes possibles de la crise climatique oligocène. Evoquant l'hypothèse d'un refroidissement des courants océaniques par apparition d'un début de glaciation au niveau des Pôles, il a noté la faiblesse des arguments géologiques présentés jusqu'à maintenant pour conclure à un englacement partiel de l'Arctique ou de l'Antarctique au Paléogène, sans qu'il puisse toutefois "être nié a priori". Il n'existerait donc pas, selon lui, d'argument décisif dans un sens ou dans l'autre pour placer, ou refuser de placer, l'origine du refroidissement aux latitudes moyennes dans un bouleversement du régime de circulation des masses d'eau océaniques. Analysant ensuite les causes "continentales" possibles de la crise oligocène, C. CAVELIER, après avoir constaté le moindre intérêt des chercheurs à leur égard et cité quelques explications classiques : baisse des radiations solaires ou activité volcanique, a surtout insisté sur "les rapports qui unissent les mouvements tectoniques fini-éocènes" et le "grand rafraîchissement oligocène" [p. 236]. A cette occasion, il a fait référence à une publication de W. E. FRERICHS [1970] dans laquelle le géologue américain a établi à l'échelle mondiale des relations entre paléobathymétrie, paléotempératures et tectonique, démontrant les liens entre les grandes périodes de soulèvement et les glaciations prouvées d'âge néogène ou quaternaire. Il est inutile, malgré l'intérêt du débat, de le prolonger en se limitant à la période oligocène. Pour être abordée convenablement, une telle question doit non seulement porter, comme les quelques remarques précédentes viennent de le montrer, sur l'ensemble du Globe, mais encore elle mérite de concerner une vaste période, à mon avis toute la durée du déplacement des plaques entre le Jurassique et le Quaternaire. Après une évocation dans le chapitre suivant, elle sera abordée dans les conclusions générales de ce travail.

En résumé, la période étudiée dans ce chapitre a très exactement coïncidé avec les premiers changements climatiques importants du cycle alpin en Europe occidentale. Il est tout à fait possible, pour ne pas dire presque certain, que d'autres pulsations, d'ampleur modérée, ont précédé ces phénomènes ; leurs conséquences se sont limitées aux organismes vivants les plus sensibles, elles ne se sont pas répercutées selon moi sur les processus d'érosion. Seule une crise capable d'agir sur la physionomie du couvert végétal me paraît en effet avoir été susceptible d'intervenir dans ce domaine. Encore convient-il d'établir si cela a bien été le cas pour le rafraîchissement oligocène et, dans l'affirmative, de déterminer la nature et la vigueur des modifications introduites pour la morphogénèse. Le paragraphe suivant tentera de répondre à la question, après avoir étudié le contexte dynamique dans lequel les fossés du Massif Central ont évolué.

4 - LE MILIEU NATUREL DES BASSINS "OLIGOCENES" DU MASSIF CENTRAL :

Les remarques précédentes doivent être considérées comme une sorte de longue parenthèse, destinée à permettre la poursuite de la réflexion qui avait été entamée sur les conditions de l'évolution du relief à l'échelle régionale -paragraphe 2-. Après avoir utilisé le volume des sédiments pour remonter à l'ampleur de l'érosion, il faut maintenant s'intéresser à la nature des formations corrélatives, ceci afin de se faire une idée des caractéristiques du milieu naturel dans lequel la morphogénèse s'est opérée.

Je rappellerai que de notables différences avaient été relevées entre la pétrographie des alluvions du bassin du Tchad, pris comme modèle actuel de référence, et celle des sédiments des limagnes. L'origine de ces différences peut être désormais discutée ; les hypothèses bioclimatiques exposées précédemment serviront, à l'occasion, de guide au raisonnement sur la nature du matériel, ce dernier étant utilisé en retour pour étayer ou rectifier les données paléoclimatiques. Les plus importantes observations minéralogiques rapportées dans la description des séries sédimentaires seront reprises ci-dessous ; quelques autres seront ajoutées. La signification des faits identifiés dans le milieu de dépôt contribuera à la compréhension des événements connus par les secteurs soumis à érosion.

On peut décrire de manière globale les fossés paléogènes du Massif Central comme des dépressions topographiques organisées sur le modèle du lac Tchad quaternaire. Le rapprochement est bien préférable à celui d'une cuvette endoréique des régions arides actuelles, car il permet d'associer, dans les causes de l'endoréisme, organisation du relief -rôle joué par un seuil topographique, commandé lui-même par la structure- et climat, tandis qu'il laisse une place à un écoulement pérenne des rivières et explique la présence permanente d'une nappe d'eau. La comparaison n'est pas cependant idéale : l'échelle, le contexte structural et, à partir de là, les modalités de la sédimentation n'ont pas été les mêmes. Sur ce plan, un rapprochement avec le fossé de la mer Morte, tel qu'il a été suggéré par J. M. TRIAT et G. TRUC [1983, pp. 427 à 429] est plus judicieux. On s'éloigne malgré tout avec lui des circonstances climatiques -températures : 7° en hiver, 30° en été-, lithologiques -région calcaire-, et surtout topographiques -présence de hauts reliefs- ayant présidé à l'évolution des fossés du Massif Central au Paléogène. On ne retrouve donc pas aujourd'hui, nouvelle limite de l'actualisme, de domaine directement comparable à celui sur la nature duquel nous nous interrogeons.

A l'image de sa distribution dans le bassin tchadien, l'espace lié à chaque niveau de base local devait s'organiser en trois types de milieu : une cuvette lacustre, des plaines d'accumulation périphériques et un amont soumis à regradation. La séparation entre ces trois secteurs me paraît avoir été très nette dans le cas des fossés paléogènes (fig. 80). L'étude de ces milieux partira du centre de la cuvette pour remonter vers l'amont.

a - LES LACS "CENTRAUX" :

Ils correspondaient à la zone d'affaissement maximum : ils n'occupaient donc pas forcément la partie la plus éloignée des bordures, d'où les guillemets au qualificatif de "central" ; ils se sont, par ailleurs, déplacés au cours du temps avec la migration de l'ombilic de subsidence. Les eaux du bassin-versant s'y sont très logiquement concentrées, formant une nappe d'eau permanente, d'épaisseur variable en fonction du bilan hydrologique.

On connaît des faciès déposés sous une tranche d'eau importante. C'est, par exemple, le cas de la série carbonatée du Stampien, visible dans la partie médiane de la coupe du Puy S^t-Romain, dans la Comté d'Auvergne. D. GIOT [1983] y a décrit des séquences métriques lacustres, caractéristiques de l'alternance de milieux anoxiques -laminites crayeuses à Coccolithes, argileuses ou calcaires déposées sous la thermocline- et de milieux oxydants -vasières à Annelides, turbidites, dolomitisations développées au-dessus de la thermocline-. De façon plus générale, il apparaît que tous les niveaux marneux à Ostracodes -Limagnes d'Auvergne, Bourbonnais, Roannais, Forez-, tous les faciès du genre "calcaires à Phryganes" [M. DONSIMONI et D. GIOT, 1977] ont réclamé une tranche d'eau permanente.

C'est dans cette partie centrale, que les séries évaporitiques se sont déposées : on ne peut manquer de leur consacrer un développement particulier. Pendant très longtemps, les chercheurs ont considéré les évaporites, gypse, anhydrite ou halite, comme des indicateurs d'hyperaridité climatique. Or plusieurs travaux récents [entre autres J. C. FONTES *et alii*, 1980 ; G. BUSSON, 1983 ; J. M. TRIAT et G. TRUC, 1984] sont revenus sur cette interprétation. Tout ce que nous avons dit de la flore du Paléogène contredit l'opinion classiquement admise. La multiplicité des situations observées dans les fossés du Sud-Est de la France, avec des sédimentations puissantes et diversifiées ici, des dépôts modestes ou monotones là, voire une absence totale de matériel salifère dans certains bassins, suffit à démontrer que d'autres facteurs ont joué, avant le climat, un rôle prépondérant. Deux d'entre eux sont aujourd'hui connus : la lithologie des bassins-versants et le rythme de l'affaissement.

A l'aide de l'analyse des isotopes stables des carbonates et des sulfates, J. C. FONTES a démontré l'origine permo-triasique du gypse d'Aix-en-Provence [J. C. FONTES *et alii*, 1980]. Elargissant l'enquête à l'ensemble des terrains continentaux du Paléogène rhodanien, J. M. TRIAT et G. TRUC ont admis pour "source unique des évaporites, le lessivage des formations sédimentaires qui entourent les bassins" [1984, p. 11]. Il a même été possible, dans quelques cas, de situer avec beaucoup de précision l'origine géographique des sels [T. EMRE et G. TRUC, 1978]. Une rapide comparaison de l'abondance des évaporites dans le couloir séquano-rhodanien, en regard de leur faible volume dans le Massif Central, montre avec netteté la participation des couches salifères du Trias, mises à disposition de l'érosion, du Jura à la Provence, par les phénomènes de diapirisme. Leur présence en Grande Limagne s'explique par une double cause :

- l'extension du bassin-versant du système des limagnes sur les auréoles secondaires du Bourbonnais occidental et du Nivernais,
- la situation, dans cette partie du système, de l'affaissement le plus prononcé, niveau de base extrême des cuvettes lacustres.

Une analyse globale des fossés paléogènes révèle une véritable ségrégation dans le dépôt des évaporites. Les bassins où l'effondrement a été mesuré contiennent uniquement du gypse ; il a fallu une forte subsidence pour que l'anhydrite et surtout l'halite s'accumulent. J. M. TRIAT ET G. TRUC ont rendu compte, avec logique, du phénomène : "la remise en solution permanente de la halite sur les plates-formes a provoqué sa migration progressive vers les fosses où elle est venue enrichir un corps de saumures denses et prisonnières d'une structure-piège strictement endoréique" [1984, p. 4]. Il faut tirer de cette remarque toutes ses conséquences sur le plan de la nature exacte des lacs oligocènes et sur le contexte climatique de l'époque.

Actuellement, la cristallogenèse de halite s'effectue de façon courante dans le sol des sebkhas des régions arides. L'absence de telles cristallisations au sein des dépôts de plaine d'inondation paléogènes et leur migration jusqu'aux nappes d'eau permanentes des fosses subsidentes suffit à régler définitivement la question de l'"aridité" oligocène, idée assez couramment admise par certains paléogéographes depuis la thèse consacrée au Stampien du bassin de Paris par H. ALIMEN [1936]. La puissance de l'évaporation n'a jamais été suffisante pour interdire la migration du sel jusqu'à un véritable niveau de base, rendu local plus par les interventions de la structure -affaissement- et du relief -valeur des pentes beaucoup plus faible qu'aujourd'hui- que par celle du climat. Il ne saurait être question bien entendu de nier toute participation du climat à l'accumulation des évaporites : l'endoréisme, responsable de la précipitation de la charge dissoute des eaux lacustres, a été une conséquence d'un bilan hydrologique dans lequel le climat a forcément joué un rôle. L'affirmation précédente signifiait simplement que la cause première du phénomène ne semble pas s'être située dans les modifications climatiques intervenues à la fin de l'Eocène.

Il convient de faire preuve de prudence en matière de reconstitution des événements hydrologiques paléogènes. A ma connaissance, aucun chercheur ne s'est penché sur cette question ; la complexité des données et les multiples incertitudes existant à leur sujet suffisent à expliquer le fait. L'importance des problèmes posés m'amènera, cependant, à tenter l'amorce d'une réflexion.

Une première interrogation concerne le degré d'endoréisme des fossés paléogènes et ses variations au cours des temps géologiques. Si les dépressions ont, à l'évidence, retenu l'intégralité de la charge en saltation et en suspension des cours d'eau, il reste à démontrer de façon péremptoire qu'elles en ont fait de même pour les matières dissoutes. Seule la présence des sels permet d'administrer la preuve que les solutions les plus stables ont pu être piégées ; je ne suis pas convaincu qu'elle assure du caractère endoréique constant des cuvettes lacustres. Parce que l'on possède la certitude de dépôts en milieu anoxique, il est possible d'envisager la précipitation des saumures suivant les processus reconnus pour la mer Morte, c'est-à-dire sous une forte tranche d'eau. Une brutale accentuation de la profondeur du lac, entraînée par un jeu des failles, aurait provoqué l'apparition d'une thermocline. L'association des sels à des faciès marneux plaide, du reste, en faveur d'un approfondissement des lacs plutôt qu'en faveur de leur assèchement, phénomène qui aurait permis à des sables de parvenir par le biais de chenaux jusqu'au coeur de la cuvette sédimentaire. En conséquence, et même si l'on constate une coïncidence partielle dans le temps entre le dépôt des séquences évaporitiques et les principales phases de développement des Conifères -Ludien terminal, Stampien inférieur, Oligocène supérieur-, il n'est pas sûr que le refroidissement climatique et l'assèchement qui en est résulté aient été la cause essentielle de la rétention des sels.

En dehors des périodes où des évaporites se sont accumulées, un écoulement vers un niveau de base inférieur ne doit pas être écarté a priori. Il n'est pas interdit de penser que le même processus s'est produit, de façon saisonnière au moins, lors de la précipitation des sels, pour la partie des eaux situées au-dessus de la thermocline. La planéité d'ensemble du relief, malgré la constance des mouvements du sol, explique l'altitude sans doute assez basse des seuils qui séparaient les différents fossés entre eux ou les isolaient du niveau de base marin ; de tels seuils constituaient des obstacles faciles à franchir. De façon semblable à ce qui s'est passé à certaines époques du Quaternaire pour le lac Tchad, un écoulement exoréique a pu se rétablir de manière partielle et/ou temporaire. Un bon moyen d'évaluation du degré de confinement des lacs oligocènes serait, en définitive, de dresser un bilan annuel hydrologique. Au premier abord, une telle entreprise paraît impossible à mener ; je m'aventurerai pourtant à la tenter, en laissant le soin aux chercheurs éventuellement intéressés par la question de me montrer les invraisemblances ou les erreurs qu'elle peut contenir.

Ma tentative s'appuiera sur un tableau de chiffres présentant, successivement, le bilan annuel hydrologique du lac Tchad, tel qu'il résulte de l'étude réalisée par J. Y. GAC [1980], et le bilan annuel hypothétique des lacs du Massif Central -le couloir séquano-rhodanien et le Languedoc n'étant donc pas considérés- réunis, dans un souci de simplification, en une seule unité qui aurait été alimentée par un bassin-versant correspondant à l'ensemble de la zone endoréique. Ce second bilan comprend lui-même des calculs dans le cadre de plusieurs hypothèses concernant le total des précipitations -3 possibilités de total annuel ont été envisagées : 1 550, 1 350 et 1 150 mm-, le coefficient d'écoulement -deux possibilités en fonction de la variation possible des pentes et des températures 10 et 15 %-, et de la superficie des lacs -3 hypothèses, là encore : 5 000 km², soit une nappe d'eau correspondant à la moitié de la superficie des fossés, 2 500 km², nappe d'eau occupant le quart de la surface, et 1 250 km², soit le huitième-.

Bilan hydrologique annuel du lac Tchad (d'après J. Y. GAC, 1980)

Superficie : 600 000 km²
 Précipitations moyennes : 1 055 mm
 soit un volume d'eau annuel précipité de 633 x 10⁹ m³
 Superficie du lac : 21 000 km²
 Température moyenne annuelle : 28°
 Quantités d'eau apportées au lac par les rivières : 38,5 x 10⁹ m³
 Soit un coefficient d'écoulement de 6 %
 Quantités d'eau apportées par les précipitations : 6,5 x 10⁹ m³
 Evaporation annuelle pour maintenir le lac à son niveau : $\frac{45 \times 10^9}{21 \times 10^9} = 2,14$ m

Bilan annuel hypothétique des lacs oligocènes du Massif Central

Superficie estimée de la zone endoréique : 50 000 km²
 Précipitations moyennes : (1) 1 150 mm
 (2) 1 350 mm
 (3) 1 550 mm
 Superficie totale des lacs : (1) 5 000 km² (bass.-vers. = 45 000 km²)
 (2) 2 500 km² (bass.-vers. = 47 500 km²)
 (3) 1 250 km² (bass.-vers. = 48 750 km²)
 Températures moyennes annuelles 19° < T° < 23°
 Coefficient d'écoulement (1) 10 %
 (2) 15 %

Evaporation annuelle pour maintenir les lacs à un niveau donné :

$$\frac{[\text{Superf. bass.-vers. en km}^2 \times \text{Préc. moy. en m} \times \text{Coef. d'éc.}] + [\text{Superf. lac} \times \text{Préc. moy. en m}]}{\text{Superficie totale lac en km}^2} = \mathbf{X}$$

Valeurs de **X** :

Superf.(1) Préc.(1) Coef.(1) = 2,18 m	Superf.(2) Préc.(1) Coef.(1) = 3,33 m	Superf.(3) Préc.(1) coef.(1) = 5,64 m
Superf.(1) Préc.(2) Coef.(1) = 2,56 m	Superf.(2) Préc.(2) Coef.(1) = 3,90 m	Superf.(3) Préc.(2) coef.(1) = 6,62 m
Superf.(1) Préc.(3) Coef.(1) = 2,95 m	Superf.(2) Préc.(3) Coef.(1) = 4,49 m	Superf.(3) Préc.(3) coef.(1) = 7,60 m
Superf.(1) Préc.(1) Coef.(2) = 2,70 m	Superf.(2) Préc.(1) Coef.(2) = 4,42 m	Superf.(3) Préc.(1) coef.(2) = 7,87 m
Superf.(1) Préc.(2) Coef.(2) = 3,17 m	Superf.(2) Préc.(2) Coef.(2) = 5,19 m	Superf.(3) Préc.(2) coef.(2) = 9,25 m
Superf.(1) Préc.(3) Coef.(2) = 3,64 m	Superf.(2) Préc.(3) Coef.(2) = 5,96 m	Superf.(3) Préc.(3) coef.(2) = 10,60 m

Au vu des résultats obtenus, la tranche d'eau qui aurait dû être évaporée annuellement pour que le niveau d'eau soit stabilisé aurait dû se situer entre 2,20 mètres et plus de 10 mètres. Si l'on considère la puissance de l'évaporation sur la cuvette du lac Tchad actuel, qui provoque l'élimination d'une tranche d'eau de seulement 2,14 mètres, malgré une température moyenne de 28°, on peut supposer, avec beaucoup de vraisemblance, que le bilan d'alimentation des lacs oligocènes a été positif pendant une grande partie de l'Oligocène, et que des exutoires devaient exister vers le niveau de base général. Il me paraît difficile d'imaginer que la tranche d'eau évaporée par les lacs paléogènes ait pu, compte tenu d'une moyenne thermique nettement inférieure à celle de l'Afrique tropicale, dépasser 1,6 à 1,8 mètres. Pour que l'endoréisme ait été complet, il aurait fallu dans le plus favorable des cas -coefficient d'écoulement de 10 % et étendue des lacs de 5 000 km²- un total des précipitations inférieur à 900 mm ; dans le cas le plus défavorable -coefficient d'écoulement de 15 % et étendue des lacs de 1 250 km²-, la pluviosité annuelle n'aurait pas dû dépasser 250 mm ! Il me semble logique de conclure, sur ces bases, que le confinement des fossés oligocènes n'a sans doute pas eu le caractère absolu qui leur a été fréquemment attribué. Dans un certain sens, la nature des minéraux argileux présents dans la partie centrale des zones de sédimentation des fossés paléogènes n'est pas incompatible avec cette idée.

N. TRAUTH, en étudiant à travers plusieurs exemples -dont, malheureusement, aucun n'a été pris dans le Massif Central- les argiles des séries évaporitiques [1974], a d'une part établi la nature exacte des phyllites associées aux milieux basiques, d'autre part démontré l'existence d'associations précises allant, soit des smectites à la sépiolite -voie "smectite" en feuillets-, soit des mêmes smectites à la stévensite -voie "palygorskite" à fibres- [1974, pp. 245 à 272]. Ce dernier point est très important : N. TRAUTH a mis en évidence les rapports qui unissaient l'une et l'autre de ces évolutions avec le détritisme des faciès. La structure en feuillets est apparue lorsque le rapport entre la silice en solution et le magnésium disponible pour l'aggradation des argiles se révélait faible, le détritisme étant alors lui-même accusé. Parce que les traces de vie et d'émersion, souvent invoquées pour affirmer la présence d'une faible tranche d'eau, sont systématiquement liées aux faciès en feuillets -bassin de Mormoiron-, on doit se demander si l'autre voie ne serait pas le résultat d'un dépôt sous une hauteur d'eau plus importante. Or, ce sont les argiles correspondant à cette seconde voie fibreuse, indice d'un milieu riche en cations, que l'on retrouve dans le Massif Central, puisque les seules phyllites "évaporitiques" identifiées jusqu'à présent ont été l'attapulgitite et la sépiolite -région d'Aurillac [R. EL KEBIR, 1975]-.

Pour conclure sur ce sujet, je remarquerai que les niveaux indicateurs d'un confinement poussé -sels, dolomie- sont présents dans la plupart des bassins du Massif Central, mais avec des épaisseurs plutôt limitées. Les époques où la charge dissoute de la totalité ou d'une partie des eaux lacustres s'est trouvée retenue, ont été courtes. On attribue, de façon classique, ce phénomène de rétention à un assèchement du climat et à une évaporation intense. Les modifications atmosphériques ont sans doute joué un rôle dans le bilan hydrologique des lacs oligocènes ; elles ne me paraissent pas pourtant tout expliquer. Des circonstances complexes, entraînant un caractère méromictique permanent ou temporaire des eaux lacustres, sont à mon avis également intervenues.

b - LES PLAINES DE SEDIMENTATION :

L'essentiel de l'espace des fossés était occupé, à l'Oligocène, par des milieux palustres correspondant à des plaines d'inondation. B. MURATET les a parfaitement décrits, en particulier pour le bassin d'Asprières [1983, pp. 20-21]. Il a montré comment les caractères des sédiments actuels permettaient de reconstituer plusieurs domaines dont l'extension avait varié d'une époque à l'autre. On retrouve avec netteté ces différentes données dans chaque fossé du Massif Central.

- D'anciens chenaux fluviaux se reconnaissent aujourd'hui grâce à leur granulométrie grossière comprenant des sables, des graviers et des galets associés à une faible quantité d'argiles, parmi lesquelles une majorité de kaolinite.
- Les faciès argilo-sableux à illite dominante et kaolinite accessoire, situés à proximité des chenaux fluviaux, se sont déposés dans des plaines d'inondation. Ils se distinguent des faciès de zones marécageuses à roselières par une plus grande richesse en sable et surtout par l'absence des carbonates.
- Les secteurs palustres, colonisés par des roseaux, constituaient en périphérie des lacs un milieu plus confiné, protégeant la nappe permanente des apports détritiques directs au moment des hautes eaux. Ils ne laissaient passer que des solutions, retenant la charge en suspension et une partie de la charge dissoute. Ce dernier fait explique la présence fréquente de carbonates et la domination des smectites de néoformation sur l'illite ou la kaolinite dans le cortège argileux.

A côté de ces dépôts d'aval, une mention particulière doit être réservée aux conglomérats des bordures tectoniquement actives. De véritables cônes de déjection se sont organisés au pied des escarpements de faille. L'observation de leurs seules propriétés granulométriques permet d'y reconnaître ce que les auteurs anglo-saxons qualifient de "fanglomérats" ou de "débris flow" [W. B. BULL, 1977], c'est-à-dire des dépôts hétérométriques associant des blocs de très grande taille à une matrice argilo-limoneuse. L'absence de bancs sableux visibles sur les coupes amène à les distinguer des alluvions abandonnées par des organismes fluviaux à écoulement permanent ; ils doivent donc être rattachés à la catégorie des "sédiments mis en place par des écoulements spasmodiques boueux" [G. HERAIL, 1984]. Par suite de la discontinuité dans le temps de leur dépôt, on y reconnaît volontiers l'oeuvre d'une dynamique liée à un climat semi-aride. Une nouvelle fois, je me démarquerai de cette opinion qui correspond à une généralisation un peu hâtive : il me semble en effet logique d'admettre, dans un contexte "tropical" à saison alternée, que de petits cours d'eau torrentiels - nous avons vu que leur pétrographie représente toujours un bassin-versant très court installé sur des talus tectoniques - ne possédaient un écoulement et ne devenaient suffisamment actifs pour entraîner les produits de l'altération des roches qu'à l'occasion de la saison humide ou, mieux, lors de saisons humides exceptionnelles. Autrement dit, la puissance de transport très variable de tels organismes n'allait pas forcément de pair avec une aridité climatique identique à celle des régions subtropicales actuelles.

Avant leur enfouissement, une bonne partie des alluvions déposées dans les plaines d'accumulation ont subi une évolution pédogénétique. Deux grands types de sol ont été recensés.

- Dans les secteurs d'aval, des encroûtements carbonatés se sont très souvent développés. La forme prise par ces phénomènes est très variable : elle va de l'apparition de simples micronodules dispersés dans les horizons illuviaux, jusqu'à la genèse d'un véritable banc de plusieurs décimètres d'épaisseur, en particulier dans les niveaux sableux -arkoses à ciment calcaire-.

- A l'amont, et de façon moins fréquente, l'amorce d'indurations ferrugineuses a accompagné une pédogenèse ferrallitique en milieu acide. L'une et l'autre indiquent que les sédiments sur lesquels elles sont intervenues devaient être situés, durant une longue période, au-dessus d'une nappe phréatique qui était présente, ailleurs dans la zone affaissée, pendant la presque totalité de l'année.

Il est important de signaler l'existence de ces paléosols au sein des séries paléogènes. D'un côté, ils apportent des renseignements sur les conditions climatiques et topographiques, de l'autre, ils offrent des possibilités de réflexion sur le rythme de la sédimentation, donc sur celui de l'érosion.

Il a fallu un temps plus ou moins long pour que ces pédogenèses se réalisent : chaque paléosol marque un arrêt dans l'accumulation alluviale. Les connaissances en matière de vitesse d'intervention des processus pédologiques ne sont pas encore assez avancées pour que l'on puisse actuellement mesurer le temps nécessaire à leur réalisation. Bien que des chiffres aient été suggérés par des pédologues [P. DUCHAUFOR, 1970, pp. 202 à 204], le nombre de paramètres à prendre en compte, climat, pente, nature physique ou chimique de la roche mère, interdit en effet, sauf dans de très rares cas -sols développés sur séries alluviales quaternaires ou entre coulées volcaniques bien datées-, de se faire une opinion précise. La superposition assez fréquente de plusieurs paléosols démontre, de toute manière, le caractère très discontinu de la subsidence. On doit plutôt interpréter en terme de tectonique de telles alternances, dans la mesure où des phases de creusement et d'alluvionnement provoquées par le climat auraient créé des phénomènes d'emboîtement des nappes, avec talus d'érosion fossilisés, dont on ne voit nulle trace sur les coupes de terrain.

Les pédogenèses post-sédimentaires ont modifié sensiblement la nature des altérites : des minéraux fragiles -biotite, feldspaths- ont disparu, sans parler des quartz qui ont parfois éclaté sous l'action de la calcite. Il est difficile, à mon avis, de situer l'enseignement apporté par les sols fossiles sur le plan de la paléoclimatologie. La plupart des auteurs qui ont étudié les pédogenèses du Paléogène supérieur [P. LARQUE *et alii*, 1980 - R. MEYER, 1981], ont rangé les niveaux à accumulation d'oxydes de fer dans la catégorie actuelle des sols fersiallitiques des climats subtropicaux humides et les sols à encroûtement calcaire dans celle des sols calcimorphes des climats subtropicaux semi-arides. Parce que leur coexistence dans l'espace et dans le temps est pratiquement prouvée dans le bassin du Puy [P. LARQUE *et alii*, 1980] et parce que des évolutions édaphiques du même type se sont produites tout au long du Paléogène, voire au Miocène, je crois plus sage de donner à leur présence une signification topographique -amont, aval- ou géologique -roche mère poreuse ou imperméable- plus que climatique, étant entendu que les conditions thermiques chaudes et la succession de saisons pluviométriques contrastées expliquent à la fois les principaux caractères de ces sols et les convergences qui conduisent à les rapprocher des phénomènes observés dans la zone subtropicale actuelle. Il ne m'apparaît pas que les changements climatiques du Ludien supérieur et de l'Oligocène, dont nous avons vu la réalité, mais aussi les caractères mesurés et progressifs, malgré l'ampleur et la rapidité à l'échelle des temps géologiques des transformations parfois connues par le couvert végétal, puissent être placés à l'origine des différentes catégories de sols recensées. Ce sont les conditions de drainage du sous-sol qui ont créé une certaine diversité dans l'espace : l'amont perdait de la matière et devenait, sur le plan minéral, de plus en plus acide, pendant que l'aval s'aggradaient en recueillant les bases. La précipitation, au moment de la saison sèche, des matériaux accumulés dans les horizons B a très logiquement concerné, dans les secteurs "élevés" et perméables, les oxydes de fer, éléments les moins mobiles, et, dans les secteurs bas, les carbonates. Les plaines de sédimentation ont donc vu s'exercer des processus semblables à ceux qui ont abouti, sur le socle, à l'altération de la roche saine ; les seules différences notables séparant les deux domaines ont bien évidemment été l'importance relative des divers mécanismes et, surtout, de leur durée d'exercice. Il est évident que le lessivage et l'entraînement de matière dissoute ont été plus efficaces dans les parties hautes de la topographie,

mais le temps d'intervention des processus y a été plus court en raison de l'instabilité et de la tendance continue à la regradation des pentes et à l'usure mécanique des sols -voir ci-dessus-. L'évolution pédologique s'est uniquement produite dans certains secteurs des plaines alluviales, mis de façon occasionnelle à l'abri des apports. L'altération chimique, malgré sa vigueur, n'a pas pu se dérouler longuement à l'amont des bassins-versants, comme le prouve, de façon nette, l'abondance des minéraux fragiles parvenus jusque dans les fossés.

On ne saurait trop insister sur ce dernier point : le faible degré de maturité des alluvions de cette époque est le plus remarquable et le plus constant de leurs caractères. Les études sur de très nombreux grains de quartz des séries oligocènes du Massif Central qu'avec l'amical et précieux concours de J. C. FLAGEOLLET j'ai pu mener au microscope électronique à balayage sont, sur ce plan, éloquentes. Le long travail que nous avons réalisé s'est révélé assez décevant : les quartz des sédiments paléogènes ont une histoire très courte, tel est le principal enseignement apporté par leur analyse exoscopique. L'écrasante majorité des grains montrent au binoculaire des contours irréguliers et anguleux ; leur éclat est hyalin. Au M.E.B. les faces sont affectées par de fréquentes et belles figures de cisaillement sous forme de gradins en marche d'escalier. Correspondant à de simples cassures conchoïdales, ces microreliefs doivent naturellement être classés parmi les aspects géomorphiques imposés par la structure cristalline interne. Les traits phénomorphiques, dus aux conditions dans lesquelles les grains ont été altérés ou transportés, sont en définitive peu nombreux. On rencontre souvent sur les arêtes des traces de chocs ; quelques quartz prennent ainsi une forme subanguleuse. Mais l'aspect émoussé des parties saillantes est renforcé par l'existence de néogènes siliceuses qui se sont vraisemblablement formées pendant la phase de transport alluvial -"néogènes deltaïques" de L. LE RIBAUT [1977, pp. 36-37]- : c'est la conclusion que l'on doit tirer de leur aspect usé et poli. Le phénomène est ainsi à bien distinguer de celui, pourtant très voisin mais lié à la période de diagenèse sédimentaire et aux circulations de la nappe phréatique, qui a conduit à la cimentation des arkoses -voir page 301-. L'exoscopie des quartz confirme ce qu'une simple observation de la minéralogie des sables, avec les pourcentages élevés de feldspaths, indiquait déjà : le caractère ménagé des processus chimiques à l'origine de la désagrégation de la roche. La surface des grains ne présente jamais de traces de dissolution superficielle, comme on en rencontre fréquemment sur les quartz des horizons supérieurs des sols de la zone équatoriale, voire, parfois, sur ceux des dépôts mésozoïques ou éocènes de la périphérie du Massif Central. Les néogènes quartzieuses qui se sont formées sur les minéraux de l'aval assurent de la circulation de silice dissoute. L'origine de cette dernière est principalement à rechercher à l'amont, où elle a été libérée par la destruction des silicates d'alumine les plus fragiles. Le départ de silice n'a pas été toutefois suffisant pour laisser de l'alumine libre susceptible de cristalliser : on ne rencontre jamais de gibbsite dans les sédiments "oligocènes". La formation d'une argile pauvre en silice, de la kaolinite, et son association systématique avec des quantités plus ou moins grandes d'argiles de type 2/1 confirment que l'altération n'avait pas le temps de dépasser, au moins pour les secteurs soumis à des mouvements du sol à tendance positive, le stade de la fersiallisation.

L'idée de différences dans le degré d'altération des sédiments, introduites plus par la durée d'exercice des processus que par des variations de leur intensité pour des causes climatiques, s'impose lorsqu'on observe les caractères des matériaux accumulés le long des failles actives. La fréquence, dans les conglomérats bordiers, de fragments de roches saines de tailles très diverses, l'abondance des biotites dans la matrice et leur association à de fortes quantités d'illite expliquent que plusieurs chercheurs spécialistes du Quaternaire aient cru y reconnaître des dépôts récents. En réalité, ces dépôts possèdent parfois la composition pétrographique ou minéralogique des alluvions actuelles, l'unique critère de distinction se plaçant dans la taille très limitée des bassins-versants distributeurs des altérites. A côté des secteurs soumis à une désagrégation granulaire où l'hydrolyse des minéraux les plus fragiles intervenait de façon efficace, d'autres portions de l'espace, caractérisées par des pentes très fortes situées à faible distance des aires de subsidence, ont connu une érosion où les agents mécaniques -ruissellement, torrents de boues- ont diminué le temps d'intervention des processus d'érosion chimique.

L'altération ménagée des sédiments oligocènes, en regard du degré d'évolution de leurs homologues éocènes ou crétacés, a souvent été attribuée par les chercheurs à des changements d'ordre climatique. Le parallèle qui vient d'être esquissé entre degré d'altération oligocène et quaternaire renforcera, sans doute, une telle opinion dans l'esprit de certains lecteurs peu enclins à suivre l'explication que j'en ai proposée, leur erreur me paraît pourtant manifeste. S'il est en effet logique de supposer, les autres paramètres étant restés identiques, qu'un refroidissement et/ou un assèchement du climat a eu pour conséquence une diminution des réactions chimiques et de la décomposition des minéraux fragiles, il faudrait, dans le même temps, vérifier que la moindre altération des sédiments a été de pair avec un ralentissement général du rythme de l'érosion. Or, c'est exactement l'inverse qui est arrivé ! Les estimations qui ont été fournies sur le rythme régional de la morphogénèse, au Paléogène supérieur, sont sur ce plan déterminantes : la vitesse de l'érosion s'est, localement au moins, accélérée. Il convient donc de s'interroger sur les modalités particulières d'un système morphogénique capable d'éroder très rapidement des roches cristallines sans en détruire tous les minéraux fragiles.

c - ALTERATION ET EROSION SUR LE SOCLE :

Il est inutile de rappeler longuement les raisons qui font varier la vitesse d'altération avec la température, l'humidité, la perméabilité et la minéralogie du substratum, ou l'ampleur de l'érosion mécanique avec, d'une part, l'importance et l'intensité des pluies, d'autre part, la nature du couvert végétal et la valeur des

pent. Le problème est de déterminer de quelle manière les différents facteurs sont intervenus dans le contexte de l'"Oligocène" et dans quelle mesure une combinaison particulière entre ces paramètres est susceptible de rendre compte des caractères originaux reconnus à la sédimentation et à son rythme.

J'ai insisté plus haut pour limiter l'importance du refroidissement connu par le Massif Central lors de la crise climatique "oligocène". Aux arguments biogéographiques qui avaient été alors présentés, j'avais ajouté une remarque d'ordre morphologique -voir page 417- ; il me faut maintenant y revenir. Pour comprendre comment un rythme d'érosion, plus élevé que celui connu aujourd'hui par le socle africain, a pu s'exercer sur des roches cristallines cohérentes, il est à mon avis indispensable d'admettre le maintien de températures moyennes élevées tout au long de l'Oligocène. Cette condition est impérative si l'on veut expliquer la présence sur les versants granitiques d'horizons meubles sans cesse mobilisés par de très actifs agents de transport. L'hydrolyse, favorisée par la vitesse des réactions chimiques, donc par les fortes températures, est le seul processus capable d'avoir désagrégé le socle de façon à permettre l'usure constatée ; il me semble en effet impossible, en l'absence de l'intervention du gel, que d'autres agents mécaniques, hydratation ou thermoclastie, aient été capables, à eux seuls, de détruire la cohérence des roches cristallines. Comme, avec les paléosols retrouvés au sein des aires de dépôt, on dispose de la preuve formelle d'une intervention locale efficace des processus habituels de l'altération chimique, hydrolyse et dissolution, le paléogéographe dispose d'un éventail très suffisant d'arguments pour croire à leur intervention massive dans le sous-sol des bassins-versants d'amont.

En définitive, l'originalité de la morphogenèse oligocène doit être cherchée ailleurs. A cette époque, suivant des circonstances reconnues pour les premières phases du cycle alpin, Crétacé ou Eocène, les températures ont permis une altération rapide des horizons superficiels du substratum. Les particularités du Paléogène supérieur tiennent, d'abord, à l'efficacité du décapage des sols par le ruissellement. La remarque en a déjà été faite : c'est l'intensité de la morphogenèse qui a limité le temps d'intervention de la pédogenèse et, par ce biais, le degré de maturation des altérites. La vitesse de mobilisation des sols et l'arrivée rapide des sédiments jusqu'au niveau de base ont été les points nouveaux de l'évolution morphogénique.

Cette "nouveau" a cependant ses limites. Il n'y a pas eu de modification fondamentale dans la nature des mécanismes de transport entre l'Eocène et l'Oligocène : les formations corrélatives de la première moitié du Paléogène, piégées à peu de distance de leur lieu d'apparition -alluvions lutétiennes par exemple-, offrent des faciès très semblables à ceux de la génération postérieure. La différence entre les unes et les autres tient, seulement, à l'échelle prise par les phénomènes de regradation et d'accumulation au Paléogène supérieur. Aucun chercheur sérieux ne pourra douter que ces événements aient une origine structurale. La généralisation des effondrements explique la faible longueur du déplacement des altérites avant leur immobilisation. La présence des fossés matérialise, aujourd'hui encore, ce premier aspect de la tectonique oligocène ; il n'a pas été le seul. L'importance et la nature des matériaux entassés dans les fossés démontrent à mon sens, par leur emprunt aux régions de l'environnement immédiat, la réalité d'autres mouvements du sol, positifs cette fois. Bien qu'il n'en existe plus de preuves directes, la tendance au soulèvement des portions de socle établies entre les zones affaissées est une donnée fondamentale pour comprendre l'évolution morphologique connue, à ce moment-là, par le Massif Central : elle constitue même d'après moi le premier facteur d'explication de la puissance de l'érosion, par l'intermédiaire des pentes créées. Un contexte topographique favorable à une énérgique regradation s'est trouvé ainsi établi. Malgré la faiblesse de la dénivellation générale entre horsts et fossés (fig. 87 C), nous avons vu comment des pentes suffisantes s'étaient développées grâce à la densité des failles et à la taille réduite des unités.

Il est très difficile de se faire une idée des caractères exacts du système morphogénique responsable de l'usure du Massif Central à l'Oligocène. D'un côté, il n'existe nulle part aujourd'hui de régions du monde placées dans un contexte structural voisin -voir la première partie des conclusions générales- ; d'autre part, et surtout, on ne retrouve pas dans les données bioclimatiques actuelles de secteurs capables de fournir un modèle dans lequel les rapports entre climat et végétation soient identiques à ce qu'ils étaient à l'Oligocène ; or, il va sans dire que la mobilisation sur les pentes des horizons superficiels des sols ne peut pas être envisagée sans faire appel à ces rapports. En l'occurrence, il est logique, voire indispensable, dans la mesure où les pentes développées sur le socle, malgré leur omniprésence, ne dépassaient pas quelques degrés et ne ressemblaient en rien aux versants des montagnes ou des plateaux quaternaires, de se demander si elles n'étaient pas stabilisées par le couvert végétal.

Pour répondre à une semblable question, il n'est évidemment pas possible d'avoir recours, comme nous l'avons fait dans le domaine de la climatologie, à une comparaison entre les actuelles régions des façades orientales des continents et le Massif Central paléogène. Valable dans une certaine mesure sur le plan biogéographique, puisque les palynologues ont montré que la plupart des héritières des flores tertiaires s'étaient réfugiées dans ces régions, une telle comparaison ne tient bien évidemment pas compte d'un facteur primordial : l'histoire du développement de la végétation. Toutes les espèces aujourd'hui présentes dans la forêt "chinoise" n'avaient pas fait leur apparition à l'Oligocène, ou ne possédaient pas alors l'importance qui est maintenant la leur. Une nouvelle fois, il est indispensable d'insister sur l'absence ou la modestie de la couverture herbacée et sur la médiocre stabilisation de la partie superficielle des sols par les systèmes de racines des plantes présentes à l'époque. La crise climatique oligocène, en réduisant la représentation des feuillus au bénéfice des conifères, a certainement favorisé l'érosion du substratum. L'effet de battance des précipitations a sans doute été accru, d'un côté, par la moindre protection assurée par la frondaison des arbres -voir sur ce plan la figure 70-, de l'autre, par une augmentation de l'acidité de l'horizon humifère responsable

d'une moins bonne structuration du sol. Le ruissellement a eu une activité morphologique d'autant plus efficace qu'il a, par ailleurs, été directement influencé par les changements atmosphériques ; il semble normal de faire correspondre à l'accentuation du caractère frais et sec de l'hiver, une augmentation de la nature orageuse des précipitations estivales, donc un accroissement de l'intensité d'une partie des pluies.

L'écoulement diffus me paraît avoir été le principal agent morphogénique oligocène ; il explique, par son action, la regradation incessante des sols et le faible degré de maturité des altérites, entraînées peu de temps après la destruction des minéraux les moins résistants. Le contexte bioclimatique a favorisé son exercice, mais il ne constitue pas, à mes yeux, le facteur déterminant. Celui-ci doit être placé, je l'ai déjà dit, dans la valeur des pentes. La topographie a été, par la distribution de ses volumes et son mode d'évolution, un élément majeur entretenant la puissance de l'érosion. Cette idée, peu utilisée par les géomorphologues, est assez facile à comprendre.

Les paysages actuels des socles présentent souvent, pour leurs parties qui ne sont pas directement engagées dans des systèmes montagneux, des reliefs dominés par les espaces à faible déclivité -1 à 4 %-. La position dans la topographie de ces secteurs plats varie.

- Ils sont en situation d'interfluve (fig. 90 A) dans les régions du Globe où les systèmes morphogéniques sont dominés par l'érosion mécanique -en particulier l'érosion linéaire-, c'est-à-dire dans les zones froides et tempérées.

- Ils sont en position basse (fig. 90 B) dans les régions intertropicales où l'érosion aréolaire est beaucoup plus rapide que l'érosion linéaire -glacis des marges savanes-steppes-.

Ces deux situations s'expliquent par le style très particulier de la grande crise tectonique finitertiaire -voir les conclusions générales- et les rapports qu'elle a entretenus avec les systèmes d'érosion zonaux. En simplifiant, on peut dire que l'organisation des reliefs actuels est la conséquence de l'instauration d'un certain équilibre entre l'efficacité plus ou moins grande des processus morphogéniques locaux et l'incision du réseau hydrographique provoquée au départ par le soulèvement alpin -voir le chapitre 5 et les conclusions générales-. Parce que structure et érosion étaient de nature très différente à l'Oligocène, on possède l'assurance de l'existence dans le cadre du Massif Central d'un équilibre particulier et de formes originales.

Sans revenir sur les raisons qui m'ont conduit à donner une valeur faible à l'altitude des "reliefs", il faut rappeler que la distance toujours très courte pour parvenir aux bassins s'est trouvée, en dépit de la dénivellation modérée entre source et niveau de base, à l'origine d'une pente forte le long des axes de drainage. A partir de là, il est possible de reconstituer, dans le contexte morphodynamique qui a été décrit et en raison même de l'instabilité tectonique qui existait alors, une topographie aux pentes omniprésentes (fig. 90 C). Celle-ci n'a pu dominer, ni les plateaux -morphologie résultant, avant tout, dans une masse de terrains soulevés, d'une déficience de l'érosion chimique, incapable d'assurer la destruction des couches mécaniquement résistantes-, ni les dépressions -morphologie résultant d'une grande efficacité de l'érosion dans un milieu stabilisé de façon réelle ou relative par arrêt de l'incision du réseau hydrographique-. En supposant une assez grande densité des axes de drainage, ce qui est un caractère fréquent pour une topographie développée sur roche granitique, l'essentiel de l'espace a dû être occupé par des déclivités comprises entre 4 et 10 % (fig. 90 C). Celles précisément pour lesquelles le ruissellement est le plus efficace, puisque l'effet de battance qui le favorise diminue, voire s'annule, pour des pentes supérieures [P. BIROT, 1981, p. 336], tandis que la surface d'interception des pluies, comparée à la superficie d'écoulement, est fortement réduite (fig. 90 D). Dans un contexte bioclimatique différent, les modalités d'intervention des processus et, avec plus de nuances, les paysages topographiques des horsts paléogènes doivent, à mon sens, être rapprochés de ceux observés dans les régions cristallines intertropicales actuelles sous forêt dense humide. On peut facilement envisager plusieurs convergences entre les conditions faites aux agents morphogéniques ; la plus importante me paraît être, dans les deux cas, l'absence de tapis herbacé au niveau du sol. J'y adjoindrai la minceur, voire l'absence de la litière, en remarquant bien entendu que le phénomène a des causes différentes : pauvreté du couvert végétal en feuillus d'un côté, destruction rapide des matières organiques en raison de la chaleur et de l'humidité de l'autre. Les conséquences du ruissellement ou de la reptation sur les horizons superficiels du sol s'en trouvent ainsi accrues. G. ROUGERIE [1960] a bien montré de quelle façon et avec quelle vitesse les versants évoluent aujourd'hui sous la forêt "équatoriale" ; il me semble logique d'admettre une efficacité encore plus grande de la morphogenèse au Paléogène. La rapidité de mobilisation des produits de la désagrégation granulaire des roches cristallines, graviers, sables, argiles, s'expliquerait donc par une combinaison de facteurs au sein de laquelle la pluviosité, la densité du couvert végétal, la nature des sols, et la valeur des pentes auraient, chacune, joué un rôle direct en conférant une puissance certaine au ruissellement.

On s'étonnera peut-être de l'importance morphologique donnée au ruissellement en comparaison de la modestie des coefficients d'écoulement -10 à 15 %- qui ont été proposés à l'occasion du bilan hydrologique des lacs oligocènes. Il me faut livrer sur ce sujet deux réflexions.

- Les chiffres avancés précédemment sont de simples hypothèses soumises à discussion ; en l'occurrence, je ne serais pas surpris que les quantités d'eau parvenues jusqu'aux lacs aient été supérieures à celles envisagées, ce qui renforcerait l'idée d'un exorésisme partiel des nappes d'eau lacustre. Ceci étant précisé, je ne renoncerais pas pour autant aux coefficients d'écoulement de 10 à 15 % du total des précipitations choisis précédemment : l'évaporation, très forte au moment d'une saison humide qui correspondait à la période annuelle la plus chaude, ainsi que le rythme sans doute très régulier de pluies d'origine essentiellement convective, permettent de comprendre la faiblesse de la tranche d'eau écoulée.

- Il n'y a surtout pas lieu d'établir un lien systématique entre le ruissellement, processus géomorphologique capable d'entraîner périodiquement une partie des sols des versants inscrits dans les horsts paléogènes du Massif Central et le phénomène hydrologique de base responsable de l'alimentation en eau des rivières. Présent à chaque pluie, le second type d'écoulement diffus a sûrement eu des conséquences sur le déplacement des altérites, mais il n'a concerné que les particules les plus fines et s'est exercé par relais sur de courtes distances. Le ruissellement capable de faire évoluer les versants et de provoquer des crues à l'origine d'arrivées massives d'alluvions dans les bassins, ne s'est à coup sûr pas situé à la même échelle : processus exceptionnel dans une année, voire une décennie, il doit, en définitive, être bien distingué des effets habituels des précipitations.

Conjugués et associés aux autres processus, ruissellement "normal" et ruissellement "exceptionnel" auraient provoqué une dégradation spécifique de 54 tonnes/km²/an sur la partie de socle ceinturée par les Limagnes de l'Allier et de la Loire. Une telle estimation paraît plausible, comparée, d'une part, aux 12,25 tonnes/km²/an recensées par J. Y. GAC dans le bassin-amont du lac Tchad, d'autre part aux chiffres cités par F. FOURNIER [1960, pp. 183 à 190] ; elle s'accorde avec l'hypothèse d'une érosion active s'exerçant sur des reliefs modérés.

Avant de conclure ce chapitre, la question du devenir de la *Primärrumpf* alpine doit être abordée. Comme l'hypothèse d'un modelé de détail formé sur de vastes portions du socle par des déclivités de moyenne importance vient d'être avancée, il est indispensable de se demander si l'emploi du terme "*Primärrumpf*" pour désigner la topographie du Massif Central au Paléogène supérieur ne doit pas être remis en question.

Sans prétendre répondre à la place du créateur de l'expression, W. PENCK [1924], je crois pouvoir être, sur ce point, tout à fait affirmatif. Dès son apparition, la notion de "*Primärrumpf*" a eu une acception large [W. PENCK, 1924, p. 177 - 1925, p. 91 ; W. M. DAVIS, 1932, p. 419] ; elle désigne moins une topographie précise qu'un "état" du relief à une certaine échelle de temps et/ou d'espace : l'état qui résulte d'une absence d'incision forte du réseau hydrographique telle qu'elle se produit à la suite d'un soulèvement puissant et généralisé. Il me semble nécessaire d'ajouter à cette définition, volontairement brève et vague, l'idée d'un contrôle des mouvements du sol par l'érosion en raison, soit du rythme lent des premiers, soit de la forte activité des processus morphogéniques. Cette dernière remarque est capitale pour comprendre les particularités de l'évolution "oligocène" : la morphogenèse s'est alors déroulée dans des conditions très différentes de celles du Crétacé et de l'Eocène où des déformations, localisées mais parfois rapides, avaient temporairement créé des reliefs capables d'expédier des altérites modérément évoluées à une certaine distance du Massif Central, l'érosion reconstituant peu à peu la *Primärrumpf* dans les secteurs les plus soulevés -Vivarais, Limousin-. A partir du Ludien moyen, une tectonique plus active, ou plutôt plus continue dans la durée et plus étendue dans l'espace, bien qu'elle n'ait pas concerné l'ensemble du Massif Central, a provoqué une reprise d'érosion très particulière. Elle n'a pas créé des hauteurs locales mais déstabilisé des portions entières de socle soumises, de ce fait, à une puissante usure, avec regradation incessante sur les secteurs animés d'un mouvement positif et aggradation continue dans les fossés. Dans la mesure où l'érosion est parvenue à contrôler une situation topographique dans laquelle la planéité des paysages n'a été remise en cause qu'à l'échelle du modelé, il m'apparaît logique de conserver, pour désigner l'état géomorphologique du Massif Central tout au long de la période, le terme de *Primärrumpf*.

* * *

CONCLUSIONS DU CHAPITRE 4

* * *

De nombreux géographes ou géologues ont attribué les événements connus à l'Oligocène par le Massif Central à une première phase tectonique paroxysmale liée à la fermeture de la Téthys alpine. Or, l'analyse menée dans les pages précédentes conduit à nuancer une semblable affirmation. **Certaines modalités de la distension ouest-européenne, élément clé de l'évolution structurale du Massif Central, ont été directement provoquées par l'ouverture de l'océan Atlantique. L'originalité des mouvements paléogènes supérieurs résulte donc d'une combinaison complexe entre des événements structuraux plus ou moins antagonistes : dispersion de la Pangée hercynienne, fermeture de la Téthys alpine.**

On ne peut manquer de souligner la parfaite coïncidence dans le temps entre les débuts de la crise tectonique et les premiers changements climatiques ayant eu des conséquences sur la végétation à une échelle continentale. Un refroidissement par à-coups successifs s'est produit à l'Eocène terminal ; une brutale disparition d'espèces arborées d'affinité tropicale l'a accompagné en Europe occidentale, avec pour corollaire un retour des Conifères. Pour beaucoup de spécialistes l'abaissement des températures aurait été très sensible ; il existe, à mon avis, plutôt des raisons de croire à une chute modérée, voire seulement saisonnière, des moyennes thermiques. Les conditions très favorables dans lesquelles s'est effectuée l'altération chimique des roches cristallines représentent sur ce plan un argument décisif. L'ampleur des modifications apportées au couvert végétal ne doit pas faire illusion : elle pourrait provenir d'abord d'un problème d'adaptation auquel les feuillus des latitudes moyennes ont eu à faire face.

Le rafraîchissement climatique s'est maintenu avec des nuances tout au long de l'Oligocène. Il a pu avoir des effets sur la pluviosité et le bilan de l'eau au niveau du sol. **Il ne me semble pas qu'il ait été à l'origine d'une véritable aridité.** Les dérangements constatés dans l'hydrographie et le dépôt de sels dans plusieurs fossés ont joué un grand rôle pour imposer cette dernière idée à des générations de chercheurs. Une meilleure connaissance des circonstances dans lesquelles les évaporites sédimentent, permet aujourd'hui d'entrevoir différemment les relations que les eaux ont entretenues avec le niveau de base. L'endoréisme n'a sûrement pas eu une origine purement climatique : il a été la conséquence d'un équilibre, sans doute très particulier, intervenant entre, d'une part les apports d'eau courante et l'évaporation, facteurs commandés par le climat, d'autre part, la taille et la profondeur des nappes lacustres, données essentiellement contrôlées par la structure. **Selon moi l'endoréisme alluvial a été plus total que l'endoréisme hydrologique :** la présence de vastes plaines d'inondation, à la périphérie des lacs, a favorisé la rétention d'une grande partie de la charge en saltation et en suspension, le surplus sédimentant dans la cuvette centrale. Quant aux matières dissoutes, elles ont été fixées soit dans le sol des secteurs en creux établis entre les chenaux et envahis au moment des crues, soit piégées par le caractère périodiquement méromictique des eaux du lac.

La rétention massive d'alluvions à l'intérieur de bassins continentaux n'a pas constitué en elle-même une nouveauté sur le plan de la paléogéographie, la sédimentation au Paléogène inférieur s'étant déroulée dans des conditions assez similaires. **L'originalité de l'évolution connue par le Massif Central à l'Oligocène tient à son rythme et aux modalités particulières de la morphogénèse.**

- Considéré à l'échelle de l'ensemble du Massif Central, le taux moyen d'ablation a été plutôt un peu plus faible que celui enregistré pour la période "bartonienne" -3,5 mètres/M.A. contre 4 m/M.A. - mais les périodes d'exercice de l'érosion ayant eu des durées très différentes, le bilan général montre une usure beaucoup plus forte des reliefs à l'"Oligocène" : une cinquantaine de mètres, contre même pas une dizaine au Bartonien.

- On obtient surtout la certitude de très notables variations de l'ampleur des retouches dans l'espace. Les précisions qui peuvent être obtenues sur la provenance géographique des altérites montrent que **le Centre-Est du Massif Central a été soumis à la regradation la plus puissante** -tranche moyenne d'une centaine de mètres de terrains enlevés-. La portion de socle placée entre les Limagnes de l'Allier et de la Loire a perdu une épaisseur de roche encore plus forte : les volumes de sédiments recueillis par les fosses permettent de l'estimer à environ trois cents mètres ! Le rythme de l'érosion était alors près de deux fois supérieur à ce qu'il est aujourd'hui en Afrique Centrale, dans le bassin-versant du lac Tchad.

L'efficacité potentielle du système d'érosion apparaît bien dans le taux de dégradation spécifique annuel que l'on peut avancer pour les régions ayant connu ces très fortes retouches : 40 tonnes/km². **Aux processus actifs de désagrégation chimique des roches cohérentes, se sont donc ajoutés des agents de transport capables d'entraîner les altérites peu de temps après leur formation,** fait bien souligné par le caractère immature des sédiments. **Le ruissellement diffus me paraît avoir joué en ce domaine un rôle capital.** Il a été favorisé dans son exercice par le contexte climatique ; je placerai, cependant, ses principaux facteurs d'explication dans la physionomie de la végétation et surtout dans la topographie.

Les pentes apparues dans les secteurs affectés par des mouvements de surrection constituent la principale cause de la rapidité de la morphogenèse à l'Oligocène. Parce que des déformations positives ont affecté le socle tout au long de l'histoire alpine, il est indispensable de s'interroger sur l'originalité de la période. La réponse fournie par l'observation et le raisonnement est nette : c'est la densité de drainage dans l'espace et la faible distance séparant la ligne de partage des bassins-versants des talus limitrophes des fossés qui rendent compte de la multiplication des pentes et de la valeur soutenue de leur déclivité. **Le canevas structural et le rythme de la tectonique ont donc, par ce biais, contrôlé un autre aspect de l'évolution paléogéographique.** La démonstration de leur responsabilité dans la morphogenèse est facile à établir puisque l'Ouest du Massif Central, peu touché par les mouvements du sol oligocènes, mais placé dans les mêmes conditions bioclimatiques, a fourni très peu d'altérites.

L'ensemble des remarques précédentes autorise à croire à un maintien de la Primärrumpf alpine sous la forme d'une topographie très basse jusqu'à la fin de la période. On ne dispose d'aucun argument, à l'échelle du Massif ou à une échelle plus détaillée, pour conclure autrement. Beaucoup d'auteurs ont pourtant avancé une interprétation différente. Pour eux l'arrêt de l'aplanissement fondamental -ce que j'ai choisi de désigner sous le terme de "*Primärrumpf*"- se serait placé à un moment très variable du Paléogène : vers la fin de l'Eocène -"Bartonnien"- en Limousin pour J. C. FLAGEOLLET [1976] ou C. KLEIN [1986], à l'Oligocène supérieur pour P. MANDIER [1984] sur la bordure orientale du Massif. Tous ont basé leur opinion sur des liens stricts qui uniraient certains dépôts et certaines formes. J'ai indiqué dans le Livre I les raisons morphologiques qui m'amenaient à douter de leur schéma ; le présent Livre a déjà apporté ou apportera plusieurs arguments d'ordre stratigraphique ou sédimentologique pour ne pas suivre leurs conclusions. Ce que nous venons de voir de l'histoire paléogène du Massif Central montre, cependant, dans quelle mesure leurs hypothèses ont été nourries par plusieurs faits indiscutables. Les évolutions tectoniques et morphologiques très différentes de part et d'autre du "Sillon Houiller", les quantités d'altérites disproportionnées, produites à chaque époque par le Limousin ou l'Auvergne, donnent un début de logique à l'image d'un Massif Central qui se serait dressé d'Ouest en Est, en suivant le mouvement de fermeture de la Téthys. Outre le principe fondamental qui interdit, à mon avis, d'admettre la conservation à travers les temps géologiques de formes d'érosion "mortes", **mon absolue conviction qu'aucun élément majeur du relief actuel n'est directement hérité de cette période s'appuie d'abord sur le témoignage capital des formations corrélatives miocènes** par lequel débutera le chapitre suivant.

* * *

- CHAPITRE 5 -

LA MISE EN PLACE DU RELIEF

Le Néogène est, sans conteste, la période de l'histoire géologique qui a le plus intéressé les géomorphologues. Les travaux effectués sur le Massif Central n'échappent pas, à quelques exceptions près, à cette règle. L'attention toute particulière apportée aux recherches sur les temps miocènes et pliocènes est facile à comprendre : les évolutions structurales et morphologiques ont alors laissé des traces directes qui rendent compte des traits actuels du relief. Si l'on ajoute que le Quaternaire a vu le modelé s'élaborer au point de transformer quelques formes de taille moyenne, il n'est pas étonnant que beaucoup d'auteurs aient trouvé légitime de faire porter leur analyse, de façon parfois exclusive, sur cette partie du passé, considérant comme "simplement donnés" suivant l'expression de H. BAULIG [1957, p. 234] les événements antérieurs. La place qui va être réservée à l'étude du Tertiaire supérieur et du Quaternaire, soit un seul chapitre, apparaîtra peut-être modeste en regard de l'optique qui a été la leur. Je ne pense pas pourtant que ce soit le cas, si l'on se réfère à ma propre démarche.

- Il convient d'abord de rappeler, d'une part, que ce chapitre n'a pas pour ambition de détailler, région par région, une évolution dont il entend uniquement saisir la nature et le rythme ; d'autre part qu'il est indispensable de le considérer comme un simple maillon du raisonnement. Il mérite en particulier d'être associé de façon étroite avec l'ensemble du Livre I. Le but de ces pages n'est pas de s'interroger sur les modalités de la morphogenèse du Massif Central puisque l'enquête menée à plusieurs échelles m'a déjà conduit à admettre l'origine tectonique directe de la plupart des volumes. Ma tâche se limite maintenant à dater les événements ; elle est, par conséquent, très allégée par rapport à une recherche qui aurait aussi à examiner les formes.

- Il faut ensuite bien comprendre les avantages qui vont maintenant pouvoir être tirés d'une réflexion menée sur l'ensemble de l'histoire alpine du Massif Central. En ouvrant ce chapitre, non seulement l'état de la topographie développée sur le socle, mais encore, pour ne pas dire surtout, les relations que la structure, l'érosion et le climat ont entretenues jusqu'alors dans le cadre du cycle orogénique alpin nous sont connus. Grâce à cette base de départ, la présente enquête pourra se dispenser de nombreux développements sur les héritages et bénéficiera d'une garantie notable face à d'éventuels "contresens" morphologiques. On ne peut manquer, à ce propos, d'évoquer les difficultés auxquelles J. GRAS s'est trouvé confronté dans la réalisation de sa thèse, en croyant pouvoir limiter ses recherches à la seule période néogène. Auteur d'un schéma cohérent dans ses principes -une topographie d'aplanissement aurait nivelé le Sud du bassin de Paris, en dépit de l'importance des mouvements du sol, avant d'être brusquement déformée par une nouvelle et ultime crise responsable des volumes actuels-, il s'est sans discussion possible trompé dans la chronologie proposée. A l'évidence, sa surface aquitanaise correspond à la topographie qui a été désignée dans les chapitres précédents sous le nom de "*Primärrumpf* alpine". De nombreuses preuves, aussi bien locales que générales -l'ensemble des chapitres 2, 3 et 4 du Livre II-, ont montré qu'il n'existait aucune raison péremptoire pour concentrer les actions de la tectonique et de l'érosion sur un temps très court, et pas davantage pour les dissocier : les premières ayant immédiatement entraîné l'intervention des secondes. En Nivernais, les contraintes tectoniques et l'effort d'aplanissement ne se sont pas succédé à bref intervalle au début du Miocène ; ils

ont été de pair et se sont répartis sur une très longue tranche de l'histoire alpine, du Jurassique supérieur jusqu'à l'aube du Néogène. Il me semble certain que J. GRAS se serait rallié à cette façon de voir, s'il avait étendu son étude aux circonstances de la morphogénèse au Secondaire et au Tertiaire inférieur.

En dehors de la méthode employée, une autre raison, doit, du reste, être évoquée pour rendre compte de la brièveté relative des propos qui vont suivre : il n'y a pas à hésiter sur les grandes lignes de l'évolution au Néogène et au Quaternaire ! Si l'on ne dispose pas partout de témoignages probants, si les faits observés ne s'intègrent pas toujours dans un calendrier précis, une organisation d'ensemble susceptible d'être replacée dans la chronostratigraphie apparaît néanmoins : il est possible de cerner la logique de l'évolution topographique connue par le Massif Central dans la seconde moitié du Tertiaire. Je ne peux manquer de développer, à ce sujet, une très importante remarque.

Dans le Livre I, j'ai, à plusieurs reprises, signalé qu'on ne peut pas admettre à mon sens des histoires morphologiques différentes pour expliquer le relief de régions proches -voir, entre autres, pp. 43, 129, etc...-. Certains lecteurs auront peut-être eu des difficultés à accepter ma position, voire à la comprendre. Il était alors impossible pour moi d'exposer dans le détail une opinion fondée sur une longue réflexion. Tout ce qui a été dit simplifie maintenant en partie une tâche pourtant encore complexe -voir ci-dessous- ; il est nécessaire en tout cas de revenir sur la question. Lorsque je soulignais l'unité d'évolution du relief, il ne s'agissait en aucune façon pour moi de gommer, par une sorte de postulat, toute diversité spatiale : celle-ci s'impose trop sur le terrain à grande, à moyenne ou petite échelle pour qu'on puisse nier l'évidence ; j'ai d'ailleurs insisté à plusieurs reprises sur les différences de comportement des domaines délimités par le "Sillon Houiller". Par "histoire", je ne désignais pas le détail des conséquences de la morphogénèse, fatalement variables d'un endroit à l'autre en fonction de l'ampleur des forces mises en jeu, mais ses causes principales, obligatoirement inscrites à une autre échelle du temps et de l'espace. Affirmer l'existence d'une logique, d'un sens à l'apparition des formes a été pour moi l'occasion d'anticiper sur une réalité qui a peu à peu pris corps au cours de ce Livre, l'existence d'une hiérarchie précise entre les éléments moteurs de la construction du relief : structure, climat, érosion. Pour être concret, il est clair qu'un certain nombre d'interprétations avancées par beaucoup d'auteurs à propos des périodes précédemment étudiées peuvent être, selon moi, définitivement contestées.

Il ne me paraît pas possible d'accepter, par exemple, les vues exprimées par B. BOMER à propos des modalités de la morphogénèse sur les marges septentrionales du socle au Paléogène [1952] -voir page 43-. La faiblesse du soulèvement ne saurait être un argument pour expliquer l'apparition d'un relief différencié avant sa fossilisation -Sud du Bassin Parisien- tandis que des régions contiguës, plus déformées -Massif Central-, auraient été aplanies dans le même temps. Il n'est pas difficile de comprendre comment les règles de l'évolution des équilibres, introduites en géomorphologie par W. M. DAVIS, interdisent d'en formuler l'hypothèse -voir les conclusions générales, pages 600 et 601-. Seules des différences structurales peuvent rendre compte d'un tel phénomène : nuance dans les formes développées sur des roches variées et surtout inversion locale des mouvements du sol avec, comme nous l'avons vu pour tous les secteurs affectés par les prétendues "paléotopographies fossiles" -voir page 335 et suivantes- une tendance à l'affaissement.

Une critique voisine mérite, à mon avis, d'être adressée aux très nombreux auteurs qui ont prôné le schéma inverse : c'est-à-dire une reprise d'érosion cyclique sur les régions hautes du socle, leur périphérie évoluant de manière acyclique. Le caractère plus rationnel de l'interprétation explique sans doute son immense succès puisque, après s'être imposée dans le cadre de l'évolution polycyclique, elle a connu une seconde et récente jeunesse avec les thèses polygéniques -"école clermontoise", J. C. FLAGEOLLET, P. MANDIER-. La nouvelle position adoptée par C. KLEIN [1985-1986] illustre à la perfection la véritable fascination qu'elle semble avoir exercée sur les géographes français. Il faut cependant souligner que, pas un parmi les chercheurs qui ont adopté le schéma, ne s'est interrogé sur les circonstances qui permettaient à un domaine acyclique de voisiner dans l'espace avec un domaine cyclique. C. KLEIN a été le seul à longuement s'interroger, dans ses travaux, sur les conditions qui présidaient à la genèse d'une topographie acyclique, mais son revirement récent en matière d'explication des reliefs du Limousin [1986] ne contient pas d'analyse précise des circonstances permettant de comprendre la substitution d'une morphogénèse cyclique à l'évolution de type acyclique. Il s'est contenté, comme J. C. FLAGEOLLET l'avait fait avant lui [1976], d'affirmer un changement dans le rythme de la tectonique, paraissant avoir oublié les reproches adressés peu de temps auparavant à ce même auteur, en particulier l'illogisme, en dehors de toute fossilisation, de la conservation à travers les temps géologiques de formes "mortes" [C. KLEIN 1978, p. 107 et p. 122]. Le peu d'intérêt manifesté pour un problème d'une telle importance est surprenant. De nombreux auteurs ont admis le maintien d'une topographie d'aplanissement fondamentale pendant une période plus ou moins longue de l'histoire alpine ; aucun ne s'est astreint à réfléchir sur les phénomènes qui ont provoqué sa quasi disparition. Ma principale ambition dans ce travail est de tenter de combler une partie de cette lacune.

Pour espérer cerner le problème, il est nécessaire de commencer par rappeler brièvement les définitions des reprises d'érosion cyclique et acyclique. Pour W. M. DAVIS, l'apparition d'un cycle morphogénique coïncide avec une déstabilisation totale dans l'espace des équilibres topographiques par le biais d'une incision généralisée du réseau hydrographique. Par opposition à ce phénomène, C. KLEIN a décrit l'acyclisme comme le résultat d'une évolution où les équilibres ne sont pas détruits et où les formes anciennes parviennent à se réaménager, soit en raison du rythme très lent d'un soulèvement absolu ou relatif provoqué par des mouvements du sol ou du niveau marin, soit du fait des conditions bioclimatiques particulières de la reprise d'érosion. Dans un désir louable de préciser les circonstances entraînant l'apparition d'un style ou de l'autre, C. KLEIN a proposé d'introduire un "indice d'ablation potentielle", chiffre correspondant au rapport entre les

nouveaux volumes soumis à la reprise d'érosion et leur surface [1959 b, pp. 64 à 67]. En fonction des variations de cet indice, il serait possible de reconnaître la nature cyclique ou acyclique de la reprise d'érosion ; or, à ma connaissance, C. KLEIN n'a jamais formulé d'estimation de l'"indice d'ablation potentielle", reconnaissant d'ailleurs que ce serait "l'analyse des variations de l'indice bien davantage que la détermination de ses valeurs réelles" qui en ferait l'intérêt [1985, p. 101]. Je serai très sévère pour une tentative qui présente à mes yeux un défaut majeur : celui d'enfermer le raisonnement géomorphologique dans le théorique au point de proposer un calcul dont les termes sont... impossibles à déterminer ! Il est indispensable de développer en quelques phrases un point de vue qui est en rapport direct avec ce qui a été une de mes préoccupations constantes dans ce travail.

Comme C. KLEIN, mon souci a été de préciser de façon chiffrée les volumes soumis à l'érosion ; mon approche a été cependant l'inverse de la sienne, puisque je me suis préoccupé avant tout des matériaux effectivement prélevés sur le socle et non de ceux qui auraient pu l'être. Une telle tentative encourt le reproche d'une sous- ou surestimation des volumes ; parce qu'on peut la discuter sur le plan pratique, elle ne doit pas être assimilée à une démarche théorique. En essayant par ailleurs de dresser un bilan "période par période" appuyé sur une enquête stratigraphique, mon dessein a été d'introduire au maximum le facteur temps dans ma reconstitution. J'ai tenu, du reste, par le biais de plusieurs exemples concrets -monts du Limousin à l'"Eocène", hauteurs centrales du Centre-Est à l'"Oligocène"-, à déterminer le rôle qu'avait joué la durée dans l'évolution des formes en montrant comment les paysages n'avaient jamais présenté une altitude en lien direct avec le volume perdu au cours de l'épisode, les déformations se faisant presque au rythme de l'érosion. Cette dernière remarque scelle mon désaccord avec C. KLEIN : son indice d'ablation potentielle repose sur des volumes qui sont soit sans signification topographique réelle -c'est uniquement dans le cadre d'une représentation théorique maximaliste que j'ai été amené à les représenter sur les figures 71 B et D-, soit impossibles à déterminer, puisque l'on ignore les rapports exacts qui se sont établis à l'échelle locale entre le rythme de la tectonique et celui de l'érosion.

Pourtant, malgré les réserves exprimées, j'ai admis implicitement, en affirmant le maintien d'une topographie non différenciée en conclusion des chapitres précédents, que le chercheur possédait les moyens de reconnaître le style de la morphogenèse. Si j'ai été capable de prendre position et d'avancer une interprétation "acyclique", c'est, me semble-t-il, parce que j'ai choisi d'aborder le problème d'une manière très différente de celle adoptée par C. KLEIN. En l'occurrence, il m'est apparu que la question primordiale ne pouvait pas être celle, en dépit de son intérêt, de la remise en cause ou non des équilibres morphologiques. En effet, cette donnée, bien réelle dans le cadre d'une étude de géomorphologie dynamique, devient fictive dans une perspective historique puisque l'on ne raisonne pas sur des formes fonctionnelles, mais seulement sur des formes "mortes" qui, de plus, ont été retouchées par l'évolution postérieure. Une réflexion concrète sur ces époques révolues doit a fortiori s'appuyer sur les témoignages parvenus jusqu'à nous, héritages topographiques et formations corrélatives ; il faut donc la mener à une échelle compatible avec les renseignements obtenus. Or, il existe une seule échelle en harmonie avec ces derniers : celle située au niveau des ensembles, en gros la période géologique et la plaque continentale. La démonstration en est facile à faire dans la mesure où le premier critère de fiabilité des renseignements dans l'enquête historique est leur caractère de généralité, leur côté systématique, les exceptions étant avec prudence mises à l'écart. A partir de là, il est nécessaire de concevoir que le passage d'une morphogenèse acyclique, responsable d'une absence de différenciation de la topographie, à une morphogenèse cyclique, avec incision généralisée du réseau hydrographique, a obligatoirement coïncidé avec une rupture complète dans l'histoire alpine, c'est-à-dire avec un événement prenant place d'abord dans le temps. Une semblable assertion ne préjuge pas des modalités d'apparition du phénomène dans l'espace, avec par exemple une extension graduelle des secteurs affectés par l'encaissement du réseau hydrographique -ce qui paraît avoir effectivement eu lieu, voir pages 499 à 510 et fig. 102- ; elle affirme tout simplement que les moyens d'investigations dont le géomorphologue dispose sont limités -voir pages 466 et 467, 482, 498 et 499-, d'où le besoin de faire correspondre la fin de l'évolution acyclique avec un changement dans les rythmes majeurs, ceux de la tectonique et/ou de l'érosion -voir conclusions générales, pages 556 à 562 -. Suivant ce qui vient d'être dit, le géographe, habitué à nuancer ses raisonnements avec les échelles, ne doit pas commettre d'erreur d'appréciation sur la nature des transformations qui ont accompagné le passage d'un style morphogénique à un autre. Par souci de simplification, on pourrait dire que la reprise d'érosion cyclique a provoqué l'apparition des vallées, malheureusement tel n'a pas été le cas. Les reliefs créés par les crises tectoniques créacées ou paléogènes n'ont pas échappé à l'incision du réseau hydrographique, même si le rythme du soulèvement a été suffisamment lent et la puissance de l'érosion assez forte pour que l'aménagement des formes se soit fait sans doute, comme le pense C. KLEIN, en dehors de toute rupture dans les équilibres. L'arrivée périodique de matériaux à altération ménagée sur la périphérie du socle assure de l'existence momentanée de vallées, tandis que le caractère inverse de certaines séries sédimentaires -"Ilerdien" des Charentes- démontre le côté progressif de leur organisation. Le chercheur doit ainsi se rendre à l'évidence : l'originalité des paysages acycliques a été assurée par l'extension à la fois limitée et temporaire des topographies différenciées et non par leur absence systématique. Un tel constat renforce encore le principe d'après lequel évolution cyclique et évolution acyclique ne peuvent être évoquées et expliquées qu'à une vaste échelle d'espace et de temps.

Les remarques qui viennent d'être formulées, jointes à tout ce qui a été écrit précédemment sur le style de la tectonique, l'efficacité de l'érosion ou les types de reliefs, me conduisent, sans l'ombre d'une hésitation, à réaffirmer que l'acyclisme est parvenu à s'imposer sur le Massif Central et ses bordures depuis l'aube du cycle alpin jusqu'à la fin du Paléogène, d'où l'affirmation du maintien d'une topographie de *Primärrumpf*. Les conditions réservées à la morphogenèse ont été pendant toute cette période identiques aussi bien sur le socle que sur ses auréoles sédimentaires, la seule véritable différence étant une prédominance de la regradation, ici, et de l'aggradation, là. La modification de cette situation ne s'est pas faite peu à peu dans l'espace ; elle s'est réalisée brutalement dans le temps et s'est étendue au socle et aux bassins sédimentaires,

assurant l'unité de l'histoire du relief qui était évoquée au début de cette mise au point. Bien qu'à l'échelle locale l'équilibre de la *Primärrumpf* ait été remis en cause plus ou moins tôt -voir la section B du présent chapitre-, on doit considérer, à l'échelle du Massif Central et des temps géologiques, que l'apparition d'une évolution cyclique s'est produite de façon synchrone, à la suite d'une véritable "révolution". Le terme n'apparaît pas trop fort pour désigner et une accélération du rythme de la tectonique, et un retournement total dans les rapports entre tectonique et érosion. Le but premier de ce chapitre va être de cerner les modalités et surtout l'âge de cette révolution dans le cadre de l'histoire alpine du Massif Central.

En raison de sa formidable ampleur, le phénomène n'est pas très difficile à situer. Il pourrait paraître curieux que les géomorphologues intéressés par le relief du Massif n'aient pas été plus nombreux à le décrire. En vérité, seuls deux d'entre eux ont donné à leurs recherches un cadre susceptible de le mettre en évidence.

- Dans un premier temps, cela aurait pu être le cas de H. BAULIG [1928] ; mais l'on sait de quelle façon l'intérêt direct très mesuré qu'il a manifesté pour le volcanisme et une mauvaise extrapolation de la réflexion de M. BOULE sur l'absence de coulée volcanique faillée, l'ont conduit à répartir sur toute la durée du Néogène des événements concentrés en réalité sur une période beaucoup plus brève -voir la seconde section de ce chapitre-.

- G. KIEFFER [1962] a été, en définitive, l'unique chercheur à proposer, dans sa thèse de 3^{ème} cycle consacrée aux relations du volcanisme et de la topographie, un tableau de la crise tectonique néogène valable pour l'ensemble du Massif Central. Compte tenu de l'absence à l'époque de données radiochronologiques, il faut insister sur la précision de son calendrier. La seule restriction à formuler sur ses conclusions tient aux limites introduites par la durée de la période analysée. En s'en tenant aux seuls événements néogènes, il lui a été impossible de reconnaître le caractère exceptionnel des faits décrits dans l'histoire alpine.

Les observations qui vont être rapportées dans ce chapitre ne sont pas, pour la plupart, nouvelles. Les rapprochements effectués entre elles et la signification donnée à l'ensemble des changements tranchent, en revanche, sur les interprétations le plus souvent formulées par les spécialistes du Massif Central. Les deux principales différences qui me séparent de la vision "classique" des géographes concernent d'une part l'ampleur et l'âge de la rupture tectonique et topographique, limitée au tiers supérieur de la période, du Miocène supérieur à aujourd'hui, d'autre part les modalités structurales de la crise. Les auteurs ont, en général, insisté sur les liens entre les déformations du socle et les contraintes tangentielles, qu'elles soient expliquées à partir de l'orogénèse alpine ou des mouvements des plaques. Or, nous verrons que la dimension verticale prise à ce moment-là par la tectonique peut difficilement s'interpréter, au moins de façon directe, en terme de déplacements latéraux.

Bien que l'intérêt géomorphologique du Néogène réside d'abord dans sa crise "pliocène", il n'est évidemment pas question de faire l'impasse sur les événements "miocènes" et cela d'autant moins que va commencer à se poser à leur sujet le problème de la transition entre évolution acyclique et cyclique.

* * *

- A -

LES EVENEMENTS "MIOCENES" : CHANGEMENTS ET CONTINUITÉ

* * *

L'analyse de la morphogenèse oligocène connue par le Massif Central nous a amenés à constater que la *Primärrumpf* alpine s'était maintenue en dépit de la constance et de la puissance locale des mouvements du sol. Seules, parmi les formations corrélatives de cette époque, les séries conglomératiques présentes en bordure de certains fossés d'effondrement indiquaient un paysage heurté, donc une remise en cause momentanée des équilibres, alors que l'ensemble des autres faciès, des sables à galets aux marnes, plaidaient en faveur d'un relief bas et régulier. Tout en nuançant l'avis de H. BAULIG sur le caractère granulométrique très fin des couches aquitaniennes - nous allons voir que des sédiments de cet âge se sont déposés à proximité de pentes notables -, on peut conclure avec lui, contre l'avis d'autres auteurs [G. KIEFFER, 1962 - R. ETIENNE, 1979], à la persistance d'une topographie d'aplanissement jusqu'au cœur de l'Aquitainien. A partir du Burdigalien, il devient plus difficile de se faire une opinion : l'arrêt du phénomène de subsidence dans les fossés a entraîné le rétablissement de l'exoréisme. Pour juger de l'évolution géomorphologique du socle, on ne dispose plus, à l'intérieur du Massif Central, que de jalons alluviaux modestes. Suivant la méthode employée pour les époques antérieures à la distension, l'enquête sur les formations corrélatives va devoir porter sur une analyse précise des matériaux reçus par les niveaux de base marins.

Les causes premières de ces changements doivent naturellement, et une nouvelle fois, être recherchées dans les mouvements des plaques (fig. 91). Ceux-ci semblent plus incertains qu'à l'Oligocène : l'absence d'une tendance nette aux effets évidents, comme pendant la période précédente, explique sans doute un flou plus apparent que réel. L'atténuation des différences dans les taux d'expansion des fonds océaniques entre le Nord et le Sud de l'Atlantique rend compte de la fin du jeu des fossés par arrêt de la distension. Dans ces conditions, le mouvement de convergence Afrique-Eurasie, qui n'avait jamais cessé, mais dont les effets avaient été estompés, s'est à nouveau imposé avec un régime des contraintes dominé par la compression. Des variations dans les directions se sont toutefois produites. Alors que les déplacements Eurasie-Afrique, conjugués avec la distension, s'étaient traduits par une orientation de la poussée vers l'Ouest - Nord-Ouest (fig. 91 B), conséquence vraisemblable d'une vitesse de translation vers l'Est plus forte pour l'Eurasie que pour l'Afrique - voir pages 359, 360 et fig. 74 C -, la remontée du pôle de rotation Eurasie-Afrique à hauteur du Portugal a entraîné, à la fin de l'Aquitainien (fig. 91 C), un retour à une situation comparable à celle du Paléogène inférieur (fig. 91 A). Le mouvement relatif de la plaque africaine vers le Nord-Est - azimut 025 - a repris avec un rythme assez lent. Au début du Tortonien, la bordure septentrionale de l'Afrique se déplaçait vers l'Europe de 1 cm/an à l'Ouest et de 1,1 cm/an à l'Est pendant que la péninsule Arabique progressait de 1,3 cm/an en direction des confins eurasiatiques. F. BERGERAT [1985] a noté que durant le Miocène une contrainte horizontale S 1, dirigée NE-SW selon un azimut moyen 045, caractérisait les déformations à travers toute la plate-forme ouest-européenne du Sud de l'Espagne à la Tchécoslovaquie (fig. 91 C). Elle a jugé cet état de fait "en bon accord" avec la direction donnée par les géophysiciens au mouvement de convergence des plaques [1985, pp. 273-274].

La situation s'est modifiée dans les dix derniers millions d'années (fig. 91 D). Une accélération de la vitesse de déplacement des plaques, surtout forte dans la partie orientale de la Méditerranée - la péninsule Arabique se rapproche de 3 cm/an de l'Eurasie -, s'est alors produite. Un déplacement du pôle de rotation Afrique-Eurasie a accompagné ce phénomène, provoquant un changement dans l'orientation des contraintes. La translation relative de l'Afrique s'est faite vers le Nord - Nord-Ouest - azimut 165 -, tandis que les directions prises par les accidents montrent pour la première fois une diversité remarquable, en gros perpendiculaire aux lignes de contact des plaques (fig. 91 D).

L'amorce de cette modification structurale majeure, prémisses de la grande crise "pliocène", permet de situer la fin de la période étudiée, au même titre que l'arrêt de la distension sert à indiquer son début. Il existe ainsi, à l'échelle des mouvements des plaques, des faits précis susceptibles de servir de jalons au géomorphologue ; ils s'imposent de manière particulière dans le Massif Central, dans la mesure où le socle a réagi, à l'un comme à l'autre, avec l'arrêt de l'effondrement des fossés et le début du soulèvement des grands horsts. La place dans l'échelle stratigraphique des événements qui vont être analysés est donc claire : ils débutent à l'Aquitainien moyen - voir le chapitre 4 et ci-dessous -, vers 21 M.A. - deuxième moitié de la zone MN 2 -.

et s'achèvent au Tortonien moyen, vers 9 M.A. -soit dans la zone MN 11, au Turolien inférieur-. Parce qu'ils s'inscrivent dans une fourchette de temps correspondant aux deux tiers de la durée du Miocène et parce qu'ils sont intégralement contenus dans cette période, il m'a paru à la fois commode et logique de les qualifier de "miocènes". L'adjectif s'accompagnera cependant encore de guillemets, puisqu'il n'y a pas accord complet avec l'utilisation de ce terme dans le langage stratigraphique.

1 - LES SEDIMENTS "MIOCENES" DU MASSIF CENTRAL :

Le volume des dépôts d'âge miocène conservés à l'intérieur du Massif Central représente, après élimination des terrains aquitaniens, très peu de chose. Il va sans dire que la cause d'une telle situation ne doit pas, en première analyse, être attribuée à une faiblesse de l'érosion. C'est d'abord le résultat des transformations connues par l'hydrographie : la fin de la subsidence a rendu possible l'exportation de la plus grande partie de la charge alluviale des rivières jusque'à la périphérie du socle.

Le dépôt d'alluvions "miocènes" qui aurait accompagné l'organisation du réseau actuel est une donnée classique de la géologie et de la géographie du Massif Central. Les alluvions infracantaliennes, les "Sables à chailles" du Velay, les "Sables feldspathiques" de la Grande Limagne, les "Sables et Argiles du Bourbonnais" sont les plus notables des formations qui ont été attribuées à cette période. Après avoir un temps adhéré à l'opinion générale, en avançant l'hypothèse d'un âge burdigalien pour les terrains oligocènes supérieurs du Forez [A. LE GRIEL, 1975, pp. 27 à 36] -voir page 109-, mon opinion est, aujourd'hui, bien différente : en dehors de quelques placages de volumes très modestes, ces matériaux ne peuvent pas être imputés à l'érosion fluviale "miocène". Azoïques, ils ont été pour la plupart d'entre eux mal situés dans la stratigraphie en raison des convergences de faciès qui affectent les séries tertiaires.

a - LES SEDIMENTS "MIOCENES" DE LIMAGNE :

La poursuite d'une sédimentation dans les Limagnes du Massif Central durant une partie du Néogène a été admise par de nombreux auteurs. Je ne reviendrai pas sur le cas de la "plaine" du Forez et développerai à titre d'exemple celui de la Grande Limagne où la présence d'alluvions burdigaliennes a été affirmée pour la première fois par J. GIRAUD [1902].

Observant la nature des terrains visibles sur les talus des mesas basaltiques de la région clermontoise, J. GIRAUD avait tout d'abord proposé d'y reconnaître une succession normale et d'assimiler les sables feldspathiques à teinte oxydée, parfois visibles au mur des coulées, à des venues sableuses contenues par les couches à constructions algaires de l'Oligocène supérieur [J. GIRAUD, 1900]. Il est ensuite revenu dans sa thèse sur son opinion première en raison de la position discordante de l'assise détritique supérieure sur divers niveaux de l'Oligocène [1902, p. 261]. L'âge post-oligocène des "sables feldspathiques" lui paraissant ainsi démontré, un rapprochement par convergence de faciès avec la formation de Sologne et la traînée des alluvions miocènes suivie de Moulins au Havre par G. DOLLFUS l'a conduit à placer ces dépôts dans le Burdigalien [1902, p. 389]. On doit souligner que, contrairement à beaucoup d'auteurs, l'avis de J. GIRAUD sur la position stratigraphique des "Sables feldspathiques" est indépendant des faits observés à Gergovie. Seul contre la plupart des spécialistes ayant étudié la faune des marnes à Mélanies, il a daté le gisement infrabasaltique de l'Aquitainien, ne reconnaissant pas dans la Grande Mélanie de Gergovie *Melanoïdes eschert*, caractéristique du Burdigalien de l'Orléanais, mais *M. lauræ*.

P. GLANGEAUD a eu l'occasion, notamment lors des révisions de la carte géologique au 80.000^{ème} de Clermont, d'adopter des conclusions différentes de celles de J. GIRAUD. Il ne faisait aucun doute pour lui que les "Sables feldspathiques" appartenaient à la "série sédimentaire lacustre de Limagne" et "par suite, à l'Aquitainien ; car ils sont en continuité de sédimentation avec l'Oligocène sous-jacent" [1916, p. 764]. Cette observation l'a même conduit à affirmer l'âge aquitainien des coulées des Côtes de Clermont, de Chanturgue et du puy de Var, les laves ayant été recouvertes par des sédiments lacustres peu de temps après leur épanchement [1916, p. 765 - 1921-22, p. 183].

J. JUNG, dans sa "géologie de l'Auvergne" [1946], a repris à peu de chose près l'avis de J. GIRAUD sur les "Sables feldspathiques". Il s'est posé d'autant moins de question que sa conviction s'est trouvée singulièrement renforcée par les faits désormais établis sur la butte de Gergovie : âge burdigalien des marnes et présence d'une mince couche de sables feldspathiques entre les coulées terminales. C'est un peu semble-t-il par tradition, et sans avoir vraiment réexaminé toutes les données de la question, que les auteurs de la nouvelle carte géologique au 50.000^{ème} ont adopté le même schéma. Il existe cependant, au sujet des "Sables feldspathiques", un problème stratigraphique dont il faut débattre dans le détail. J'envisagerai tour à tour ce qui me paraît acquis et les points qui prêtent encore à discussion.

La présence effective d'argiles plus ou moins sableuses, et riches en cristaux de feldspath, est facile à vérifier en plusieurs points sous les entablements basaltiques de Limagne. Je les ai observées à l'extrémité occidentale des Côtes de Clermont et au Puy Marcoin ; je ne les ai retrouvées ni au puy de Var, ni à Gergovie malgré une recherche parfois obstinée -à la pioche au puy de Var !- ; aucune conclusion définitive ne peut être tirée, toutefois, de cet insuccès.

Lorsqu'elles affleurent, les argiles sableuses présentent des caractéristiques sédimentologiques identiques à celles du matériel oligocène. Leur granulométrie est classique pour des faciès paléogènes à une faible distance des bordures. Les cortèges de minéraux lourds, dominés aux Côtes de Clermont par l'apatite et le zircon associés à un peu de monazite, de grenat et de tourmaline, correspondent rigoureusement à ceux des sables oligocènes de Durtol. La minéralogie des argiles achève la comparaison, avec une nette domination des smectites -70 à 80 % dans les niveaux les plus argileux, 50 à 55 % dans les niveaux sableux où l'illite atteint 40 à 45 % du total-. Ces dépôts résultent donc soit d'un remaniement presque sur place des terrains de l'Oligocène supérieur, soit d'une accumulation dans des conditions très proches de celles ayant régné à la fin du Paléogène dans le bassin de Limagne.

Aucune constatation nouvelle en matière de stratigraphie n'a pu être opérée dans la région clermontoise : les sables feldspathiques couronnent la sédimentation oligocène et servent de base aux basaltes. Les conditions actuelles d'affleurement, assez médiocres, ne m'ont pas permis de vérifier la discordance soulignée par J. GIRAUD entre le mur des sables et différents niveaux paléogènes. La remarquable exactitude de ses autres descriptions ne me permet pas de douter de la véracité du phénomène ; la signification qu'il lui a donné me semble, en revanche, très discutable. En effet J. GIRAUD a, lui-même, montré que les discordances et les ravinements étaient fréquents au sein des assises oligocènes [1902, p. 394]. Le déplacement incessant de l'ombilic de subsidence au cours de la phase de distension explique une telle organisation des couches. La position particulière des sables feldspathiques, placés au sommet de l'accumulation, donc contemporains d'un net ralentissement de la subsidence, impose pratiquement un contact discordant avec les terrains antérieurs. On ne doit pas en conséquence utiliser ce phénomène pour dater de tels dépôts ; il ne fait que confirmer une donnée déjà connue : leur âge postérieur aux terrains sous-jacents. La paléontologie est, pour le cas envisagé, l'unique recours. Or, assez curieusement, les faunes qui ont surtout retenu l'attention des spécialistes ne me semblent pas avoir été les plus aptes à résoudre le problème.

On a surtout insisté sur l'âge burdigalien très vraisemblable des marnes à Mélanies de Gergovie. Pourtant ces matériaux, dont l'accumulation au sein d'un cratère d'explosion est patent, sont par leur mode de gisement et leur granulométrie bien différents des "Sables feldspathiques". Certes, le contenu du maar de Gergovie montre des lits sableux et il existerait entre les coulées de basaltes terminales un placage d'alluvions sableuses à cristaux de feldspath ; de là à établir un parallèle avec les niveaux rencontrés au Nord de l'agglomération clermontoise, il y a un pas difficile à franchir. Les renseignements les plus précis qui proviennent de la faune de Mammifères du Puy Marcoin, sur la signification de laquelle aucun stratigraphe ne s'est penché depuis J. GIRAUD, interdit, à mon avis, d'aller aussi loin.

La description proposée par J. GIRAUD [1902, pp. 267-268] pour les terrains visibles dans le grand ravin creusé sur le flanc sud-ouest du Puy Marcoin est toujours vérifiable. Des marnes gréseuses réduites, vertes ou blanchâtres, contenant des blocs de calcaires à phryganes se chargent en matériel détritique et passent, par transition insensible, à des sables argileux emballant des constructions algaires, de plus en plus rares, et des petits fragments de quartz et de granite. Les sédiments en question rappellent tout à fait les faciès signalés déjà par J. GIRAUD au Puy Chany, à Durtol, faciès que des travaux de terrassement m'ont permis d'observer. Il est à mon sens impossible de ne pas reconnaître, à Marcoin, l'appartenance des marnes à phryganes inférieures et des assises sableuses supérieures à une seule série qui aurait subi une augmentation temporaire de son détritisme à la suite du rejeu d'une faille bordière. Les auteurs de la nouvelle carte géologique partagent cet avis puisqu'ils ont étendu la représentation adoptée pour les sables feldspathiques "miocènes" jusqu'au socle, regroupant sous un signe unique des matériaux de nature diverse. Si tel est bien le cas et si les sables feldspathiques de Marcoin sont subcontemporains de ceux des Côtes de Clermont, on détiendrait alors la preuve d'un âge aquitainien de tout ce matériel. Les couches intermédiaires de Marcoin, des sables marneux verts, ont livré au siècle dernier une faune de Vertébrés particulièrement intéressante par ses Micromammifères. Les dents de deux Lagomorphes y avaient été reconnues ; R. LAVOCAT [1951, p. 35] les a attribuées à *Titanomys visenoviensis* et *Marcuinomys roquesi*. H. TOBIEN [1963] a ensuite montré que la seconde espèce s'intégrait dans une lignée connue depuis la base de l'Aquitainien, le degré d'évolution de la faune trouvée à Marcoin rappelant "celui rencontré dans le gisement de la Chaux près de St^c-Croix, en Suisse, et étant à peine moins évolué que la faune de Laugnac" [M. HUGUENEY, *in litteris*].

Plusieurs conclusions doivent être tirées des faits observés à Marcoin. La sédimentation ne s'est pas arrêtée brusquement dans l'axe du principal fossé massif-centralien. Après la lente migration de l'ombilic de subsidence vers le Nord au cours de l'Oligocène supérieur -voir page 403-, l'Aquitainien s'est déposé de façon privilégiée en Bourbonnais, mais pas de façon exclusive. Des reprises locales de la subsidence se sont produites à l'aplomb des zones d'effondrement maximum, très peu de temps après la fin des mouvements dans la Limagne septentrionale. Des sédiments, en tous points identiques à ceux du Paléogène terminal ou de l'Aquitainien inférieur, se sont mis en place dans des conditions voisines de celles des périodes précédentes. On se trouve ainsi en présence d'échos tardifs et affaiblis des événements oligocènes plutôt que de phénomènes annonciateurs de l'évolution néogène. Le caractère confiné des dépôts, avec la néoformation de smectite et la précipitation des carbonates, indique de façon claire un endoréisme fluvial encore actif.

Quelle a été l'aire concernée par la sédimentation des couches argilo-sableuses terminales ? La puissante dissection connue par la Grande Limagne après leur dépôt constitue un sérieux obstacle pour répondre à la question. Elles ont été uniquement conservées dans ce secteur grâce à la protection des laves. Plus à l'aval, c'est la présence d'une épaisse couverture alluviale fini-tertiaire qui nuit à l'observation du toit de la

série oligo-aquitaine. En définitive, la région de Vichy, qui assure le contact entre Grande Limagne et Bourbonnais, est le meilleur terrain pour analyser les couches présentes dans le plan de la surface d'accumulation miocène. L'épaisseur plus faible des nappes alluviales postérieures, jointe aux profondes entailles créées par le réseau hydrographique, explique l'intérêt offert à ce point de vue par le plateau de Randan. Les coupes les plus intéressantes se rencontrent sur le flanc nord de la vallée du Béron, au-dessus du village de Vendat. De haut en bas, on reconnaît sous les alluvions plio-quadernaires quelques mètres d'argiles marneuses aux teintes réduites, une quinzaine de mètres de sables jaunes ou rouille assez grossiers, en structure entrecroisée, enfin les marnes vertes à *Cypris* de l'Oligocène supérieur. Les couches sableuses intermédiaires font contraste avec les séries classiques oligocènes. On doit néanmoins signaler l'existence très fréquente sur la bordure orientale du fossé, entre S^t-Yorre et S^t-Germain-des-Fossés, de niveaux sableux interstratifiés avec les bancs carbonatés paléogènes. L'idée vient donc naturellement de reconnaître dans les sables de Vendat, en rive gauche de l'Allier, le prolongement de ceux de la rive droite. Avec l'aide de G. LATREILLE, pour l'étude des minéraux lourds, et celle de M. N. LE COUSTOMER, pour la minéralogie des argiles, j'ai essayé de comparer les uns et les autres.

- Les sables ont une granulométrie nettement plus grossière. Leur médiane est comprise entre 0,8 et 1 mm, alors que la médiane des sédiments détritiques qui accompagnent les calcaires à phryganes ne dépasse pas, en rive droite de l'Allier, 0,3 à 0,4 mm.

- La nature des minéraux légers permet aussi d'introduire une distinction entre les uns et les autres : les sables oligocènes sont plus riches en feldspath -30 à 40 % du stock, avec quelques plagioclases- que ceux de Vendat -20 à 25 % et pas de plagioclases-.

- Les cortèges de minéraux lourds sont différents. La tourmaline -40 %- et la staurotide -30 %- forment, à Vendat, plus de la moitié du total devant le zircon -20 %- ; l'andalousite, le grenat et le disthène sont présents en faible proportion. Le long de la montagne bourbonnaise le pourcentage de zircons -70 à 90 %- écrase le spectre ; l'apatite, la tourmaline, la staurotide et le grenat viennent le compléter le plus souvent dans cet ordre.

- Les niveaux argilo-carbonatés n'offrent pas non plus tout à fait les mêmes caractères. Les phyllites, mélangées aux calcaires paléogènes, sont très chargées en kaolinite -jusqu'à 50 %- ; les smectites dominent l'illite, mais sans jamais dépasser 35 %. Au contraire, les smectites forment en moyenne les trois quarts des minéraux argileux de la partie supérieure des couches de Vendat.

Tous les renseignements recueillis conduisent à la même conclusion : la formation recouverte par les nappes alluviales plio-quadernaires sous une bonne partie du plateau de Randan, a des caractéristiques différentes des venues détritiques interstratifiées dans les couches paléogènes sur les bordures du fossé. Les sables de Vendat correspondent, avec leur minéralogie plus évoluée, à des apports d'origine plus lointaine, issus soit des secteurs occidentaux -staurotide des plateaux de la Sioule- soit du Sud -Tourmaline du bassin de la Dore- ; la modestie des pourcentages du zircon démontre dans tous les cas la faiblesse des apports orientaux depuis la montagne bourbonnaise ou les Bois Noirs. Malgré l'absence totale de minéraux lourds volcaniques auvergnats, ces alluvions paraissent contemporaines des débuts d'un transport efficace le long des grands axes hydrographiques. Pour cette raison, je crois à un âge plutôt tardif de ce matériel qui serait représentatif, non pas du rétablissement de l'exorisme au début du Miocène, mais de la mobilisation des premières altérites à la fin de cette période, voire au début du Pliocène. En dehors de découvertes paléontologiques, on doit bien entendu s'en tenir à de simples hypothèses : l'importance relative prise par les mouvements du sol dans le dépôt de la série de Vendat -apparition des pentes nécessaires pour assurer le transport des sables, jeu de la subsidence pour expliquer leur dépôt et leur recouvrement par des argiles marneuses vraisemblablement remaniées à partir du toit des terrains paléogènes- plaide fortement en faveur d'un âge contemporain de la crise "pliocène" -voir ci-dessous la section B-.

Il faut, pour conclure au sujet des sédiments jalonnant la surface d'accumulation paléogène au Sud du Bourbonnais, noter que les niveaux de Vendat ne sont pas les seuls témoins reconnus. R. ETIENNE [1977], a identifié, sur le flanc nord de la dépression de Boucé, une couche de marnes sableuses intercalées entre les couches aquitaines et les Sables et Argiles du Bourbonnais. Nous avons, ensuite [R. ETIENNE et A. LE GRIEL, 1978], reconnu la relative importance spatiale de cette formation en la retrouvant sur les flancs de la butte de Briailles, au-dessus de S^t-Pourçain-sur-Sioule, caractérisée par les mêmes minéraux lourds, en l'occurrence des espèces volcaniques. Ces observations renforcent les hypothèses émises précédemment au Nord des Limagnes de l'Allier : les premiers dépôts d'une certaine importance semblent plutôt dater de la fin du Miocène.

Il est significatif que les matériaux concernés par cet épisode, marnes, argiles, sables, offrent de remarquables convergences de faciès avec les sédiments déposés lors des ultimes phases de la sédimentation "oligocène" ; les uns et les autres n'appartiennent pourtant pas selon moi à la même génération, mais ils se sont déposés dans un contexte structural proche : celui créé par des mouvements du sol d'ampleur modérée, les uns à la fin de la crise "oligocène", les autres au début de la crise "pliocène". Leur gisement dans un plan topographique voisin doit être noté : le phénomène traduit l'évolution morphologique très modérée de la région au Miocène. On va obtenir confirmation de ce fait en évoquant les témoins d'âge néogène inférieur présents en Limagne.

Des sédiments que l'on peut attribuer de manière certaine à l'intervalle de temps compris entre les deux principales crises tectoniques tertiaires connues par la partie orientale du Massif Central, jalonnent encore les plans de l'ancienne *Primärrumpf*. Ils se sont accumulés d'abord, ont été conservés ensuite, grâce à

des situations bien particulières : il s'agit soit de produits de comblement de maar, soit de matériaux piégés par des poches de dissolution karstique.

Bien que des recherches récentes aient démontré l'existence de manifestations phréatomagmatiques dès l'Oligocène supérieur [J. DIDIER et D. GIOT, 1984], l'âge essentiellement miocène du volcanisme de Limagne ne fait pas de doute. Il a pu être établi par la radiochronologie : à de très rares exceptions près, toutes les venues basaltiques qui ont marqué la fin de l'activité explosive ont donné des âges compris entre 20 et 10 M.A.. En déchaussant les appareils, l'érosion a placé en inversion de relief les lacs de lave terminaux ou les brèches accumulées dans les diatrèmes ; elle a surtout mis en affleurement les séries sédimentaires déposées dans les cratères. On a décrit sur les flancs des buttes de Limagne au moins trois exemples de ces gisements : au puy de S^t-Sandoux [P. BUSSIERE, 1959, pp. 42 à 44], au Puy Giroux [K. J. M. PINTO, 1968, pp. 33 et 34] et à Gergovie -voir ci-dessus, la plus précise des nombreuses descriptions proposées dans ce dernier lieu étant celle de l'abbé BOULAY [1899]-. Dans les trois cas, la position des matériaux, inscrits plusieurs dizaines de mètres au-dessous de la surface d'accumulation paléogène, avait été interprétée comme le résultat du comblement de paléovallées. Les géomorphologues eux-mêmes ont accepté l'idée suggérée par les géologues, sans plus se soucier de la logique de la morphogenèse. Une telle hypothèse nécessite pourtant une évolution "en ascenseur" -soulèvement puis affaissement de la région avant l'ultime surrection responsable de l'incision actuelle des vallées- qui la condamne d'emblée, sans même avoir à s'interroger sur d'autres anomalies, comme l'absence de "paléovallées" en dehors des buttes marquées par le volcanisme "pépéritique". Le colmatage de cratère d'explosion par des altérites ne peut pas être discuté. En revanche, se pose le problème de l'origine exacte et du mode de transport du matériel de comblement.

Des trois gisements cités, le plus près du socle est celui du Puy Giroux, or c'est celui qui possède le matériel le plus fin. Des sables apparaissent au sommet de l'accumulation sur quatre à cinq mètres ; ils couronnent quarante mètres de marnes, noires à la base puis vertes. On a la preuve ici que, durant la majeure partie du temps de sédimentation, les altérites sablo-argileuses venues du socle, voire de simples faciès détritiques paléogènes remaniés, n'ont pas atteint la cuvette lacustre. La topographie locale était donc d'une extrême planéité. De ce fait, les produits de remaniement à très faible distance des calcaires marneux jaunes que l'on reconnaît encore au toit de la série oligocène du Puy Giroux sont parvenus seuls dans le maar, en milieu réducteur.

Au puy de S^t-Sandoux, P. BUSSIERE a décrit entre le basalte terminal et les marnes blanches stampiennes [1959, p. 43] une trentaine de mètres de marnes vertes entrecoupées de minces lits sableux décimétriques. A l'extrémité orientale du plateau de Gergovie, on retrouve aussi des niveaux de sable au milieu des marnes vertes à Mélanies ; l'augmentation du détritisme est nette, néanmoins, puisque l'abbé BOULAY a signalé l'existence de plusieurs affleurements sableux dont l'un, toujours visible, dépasse le mètre en épaisseur. Il est impossible de préciser actuellement la position des couches affleurantes à l'intérieur des cuvettes, la géométrie des cratères n'ayant pas encore donné lieu à reconstitution. Il faudra d'ailleurs pour cela disposer de sondages. Cette position serait pourtant intéressante à préciser : la présence de sables sur les bords du lac n'aurait pas une signification identique à celle de leur dépôt à plusieurs reprises jusqu'au centre du lac. On peut hésiter sur deux explications pour rendre compte des variations de granulométrie : soit une simple modification dans la nature du substratum sédimentaire soumis à remaniement sur la périphérie immédiate du lac, soit un changement brutal dans l'organisation hydrographique, avec la traversée de la nappe d'eau par un fort courant et l'arrivée d'une charge en saltation dont l'origine aurait pu être plus lointaine. La première solution me semble la plus vraisemblable : les sables visibles aujourd'hui correspondraient à des dépôts de beynes lacustres et occuperaient une situation marginale sur les rivages du maar. Il est en effet difficile de concevoir, dans la seconde hypothèse, les raisons d'un retour rapide à une sédimentation fine, malgré tout très dominante.

L'enseignement à tirer de la nature des matériaux de comblement des maars du Sud de la région clermontoise est, pour moi, très clair : l'espace affecté par les éruptions phréatomagmatiques n'était pas alors parcouru par des courants fluviaux assurant un transport actif d'alluvions grossières. On pourrait naturellement contester l'aptitude des maars à recueillir la charge des rivières importantes : entourés de leur anneau de tuf, certains d'entre eux ont été effectivement inaccessibles aux eaux courantes et se sont peu à peu comblés par précipitation de Diatomées, souvent très abondantes dans les eaux chaudes contenues par le cratère. L'analyse des sédiments accumulés montre d'autres fois la réalité de l'apport d'une charge alluviale ; du reste les exemples de cratères d'explosion récents traversés par des axes hydrographiques abondent. Or, en s'en tenant à ce deuxième type, on constate une nette différence dans la granulométrie des alluvions entre les séries déposées dans les maars miocènes et dans ceux ouverts au Pliocène ou au Quaternaire : le matériel des beynes, riche en cailloutis, ne se retrouve pas dans la première moitié du Néogène. Les circonstances bioclimatiques qui ont présidé à la formation des altérites doivent entrer en bonne logique dans l'explication de cette différence ; nous verrons pourtant que pour l'essentiel celle-ci tient plus sûrement à la disposition du relief et à la valeur des pentes. Le maintien de la topographie de *Primärrumpf* au Miocène me paraît, en définitive, être le meilleur facteur d'explication de la granulométrie fine des produits de comblement des maars de l'époque.

Des témoins paléontologiquement datés du Miocène sont connus sur la bordure nord-ouest de la Limagne, dans un contexte topographique et structural très éloigné du précédent. A. JULIEN a découvert, au 19^{ème} siècle, sur le petit plateau calcaire de S^t-Agoulin, situé au Sud de Gannat, un gisement fossilifère dont les principales pièces sont conservées aujourd'hui dans les locaux de la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand. Contenus dans une poche de sables argileux rubéfiés, établie au toit d'un banc carbonaté, les restes exhumés

-dents isolées, mandibules avec dents et fragment de crâne- appartiennent tous à un rhinocéros longtemps confondu avec *Dicerorhinus schleiermacheri* du Miocène supérieur. C. GUERIN [1980, p. 370] vient de réviser ce diagnostic ; il s'agit en réalité de *Aceratherium simorreense* du Vallésien inférieur -zones MN 8 ou 9-. C'est dans des conditions de conservation rigoureusement identiques, à savoir une fossilisation dans une poche de sables formée après dissolution des couches de calcaires "oligocènes", que l'on a mis à jour, en 1907, la faune de Givreuil. Sa situation sous un mince recouvrement de "Sables et Argiles du Bourbonnais" a été l'objet d'un long quiproquo [A. LE GRIEL, 1983, pp. 425-426] ; il faut désormais se ranger à l'opinion exprimée pour la première fois par E. CHAPUT [1917, p. 90] : les espèces déterminées par H. G. STEHLIN [1908] permettent uniquement de dater les sables de la poche fossilifère. *Deinotherium cuvieri*, *Gomphotherium angustidens* et *Brachytherium* sont, en association, caractéristiques du Burdigalien moyen à supérieur -sommet de la zone MN 4-. C'est donc au début du Miocène que la légère karstification et le dépôt des sables se sont effectués. Deux autres découvertes moins intéressantes ont été signalées par H. POMEL, toujours dans le secteur des buttes de la bordure occidentale : des restes de *Deinotherium giganteum* KAUP à Chaptuzat et une molaire de la même espèce à Gannat [tn J. GIRAUD, 1902, p. 275]. Il n'est cependant pas possible sur ces seules pièces, de préciser autre chose que l'appartenance des plans topographiques où elles ont été retrouvées -leur lieu de prélèvement exact est du reste inconnu- à la *Primärrumpf* alpine.

Au total, ces diverses trouvailles fournissent au géomorphologue une démonstration d'un intérêt capital. Elles ont toutes été opérées, malgré leurs altitudes variées -près de 500 mètres à S^t-Agoulin, 300 mètres à Givreuil-, dans un même niveau géomorphologique : la surface topographique qui tranche les calcaires déposés sur la bordure occidentale du fossé entre l'Oligocène supérieur et l'Aquitainien inférieur. Malgré les discontinuités entre les buttes conservées à proximité du socle, une observation attentive montre nettement que le plan en question s'abaisse de façon relativement régulière vers le Nord : 500 mètres à S^t-Agoulin, 460 mètres à Gannat, 400 mètres à Ussel-d'Allier, 350 mètres à Bransat, 300 mètres à Givreuil. Nous avons vu, dans le Livre I, comment M. DERRUAU avait reconnu l'origine érosive de cette surface en remarquant l'angle qu'elle forme avec les bancs de calcaire -voir page 96-. Les problèmes majeurs posés par la topographie d'aplanissement sont ceux de l'épaisseur des couches enlevées et, surtout, de son âge. Ils sont résolus par la présence de témoins miocènes d'âge variable, dispersés sur le plan d'érosion : l'aplanissement existait dès le début du Néogène et a été très peu retouché par la suite ! La surface d'accumulation paléogène des fossés du Massif Central ne mérite à la lettre ce nom que dans les secteurs qui ont été les derniers concernés par l'aggradation ; sur toute leur périphérie, l'érosion a retouché le sommet des séries déposées avant même la fin de la subsidence. On ne peut manquer de comparer, malgré la différence d'échelle, le plan topographique dégagé par le rétrécissement des nappes lacustres dans les rifts oligocènes avec celui abandonné par les mers du Secondaire à l'occasion des grands épisodes de régression -voir page 262 et suivantes-. Dans les deux cas, des surfaces ont été façonnées à la suite de la migration des ombilics de subsidence par retouches successives réparties sur toute la durée de la période d'exondation. Le phénomène donne aujourd'hui l'illusion du passage de puissantes et rapides phases d'aplanissement ; en réalité la position très basse au-dessus du niveau de base assure de la faiblesse des reprises d'érosion. Il y a donc eu maquillage de la surface d'accumulation de la Limagne au moment où l'aire de sédimentation s'est réduite. Le rétablissement de l'exoréisme au Miocène inférieur aurait dû coïncider avec la plus forte regradation. Visiblement il n'en a rien été, puisque des jalons d'âge très divers ont été conservés sur le même plan topographique. A partir de là, l'idée de façonnement par étape de morsures étagées suggérées par M. DERRUAU dans sa thèse complémentaire sur la Limagne [1949], ou la thèse défendue récemment par R. ETIENNE [1979] du passage d'une "surface oligo-burdigalienne" me paraissent en contradiction avec l'analyse précédente. Au contraire, tout ce qui vient d'être dit des événements miocènes en Grande Limagne débouche sur une logique d'ensemble.

La topographie qui existait avant les déformations de la crise "pliocène" sur l'emplacement du rift oligocène de l'Allier représentait une portion très particulière de la *Primärrumpf* alpine. On peut étudier ce qu'elle était à la fois par ses plans conservés sur les roches dures paléogènes -calcaires oligo-aquitainiens-, et par ceux fossilisés sous les coulées de lave néogène ou sous les alluvions plio-quaternaires. Les renseignements apportés par l'observation de ces différentes portions montrent d'abord la nature composite d'une topographie, ici surface de regradation -parties de la Limagne exondées en premier-, là surface d'accumulation paléogène -domaine demeuré subsident à l'Aquitainien-, ou plus rarement néogène -cratère d'explosion, rare secteur soumis au Miocène à de légers mouvements négatifs comme la région de Vendat-. Ils montrent surtout l'évolution morphologique très mesurée connue par la Limagne puisque, pendant plus de dix millions d'années, la topographie s'est toujours maintenue dans le même plan.

Il importe de voir, avant de conclure, dans quelle mesure les remarques valables pour le bassin sédimentaire peuvent être extrapolées au socle. Toutes les observations ne vont pas dans le même sens : les matériaux piégés dans les maars indiquent une charge alluviale très fine, tandis que les jalons miocènes de la Limagne septentrionale montrent une circulation des sables. La contradiction n'est en fait qu'apparente : les deux types de dépôt ne sont pas synchrones, ils correspondent à des contextes différents. J'ai indiqué plus haut la signification structurale et topographique que l'on doit, selon moi, donner à la série de Vendat, concluant à un âge fini-miocène à pliocène vraisemblable. Si les sédiments s'avéraient plus anciens -Miocène inférieur ou moyen-, le schéma proposé ne serait pas remis en cause pour autant ; cela indiquerait seulement que certaines parties du socle ont été à cette époque déstabilisées et le transport des sables assuré, mais d'une manière locale et temporaire. Nous verrons plus loin dans quelle mesure les événements enregistrés par la sédimentation du bassin de Paris conduisent à le penser. Les équilibres morphogéniques ont ainsi pu être modifiés plus

sérieusement sur les marges cristallines de la Limagne. A n'en pas douter, les éventuelles modifications sont restées néanmoins très discrètes.

b - LES ALLUVIONS MIOCENES DU CANTAL :

L'idée, classique chez les géologues ou les géographes, d'une morphogenèse active à l'intérieur du Massif Central, au Miocène, doit beaucoup aux observations qui ont été faites à la périphérie du Cantal et notamment dans la région de Saint-Flour.

Etudiant les dépôts recouverts ou interstratifiés dans les laves, M. BOULE [1900] a, le premier, évoqué l'existence d'alluvions miocènes. C'est à P. GLANGEAUD [1922] qu'est due l'hypothèse d'un paléochenal qui aurait été creusé, puis comblé, par un cours d'eau ancêtre miocène de la Truyère, rivière dont il faisait un affluent de l'Allier. H. BAULIG a repris en grande partie cette interprétation [1928]. Enumérant les divers lambeaux d'alluvions témoins du passage de la "Truyère miocène", il a, cependant, opéré une distinction entre deux types de cailloutis [1928, p. 189] : les uns, petits et mal roulés ont été taxés d'alluvions de plateau ; les autres, plus gros et très émoussés, inscrits une cinquantaine de mètres en contrebas des interfluves, ont été assimilés aux alluvions d'un cycle ancien, de très peu antérieur à l'émission des laves cantaliennes. Avec M. BOULE [1896], H. BAULIG a admis que les premiers épanchements basaltiques s'étaient écoulés dans des vallées à l'image de la coulée du Saillant, au Nord de S^t-Flour, située à proximité du fond du talweg [1928, p. 191]. G. KIEFFER [1962, p. 73] a rectifié cette erreur en montrant l'horizontalité, sur près de deux kilomètres de largeur, de la base de la coulée du Saillant. Je ne reviendrai que plus loin sur la topographie fossilisée par les premiers basaltes afin de continuer à centrer le présent exposé sur l'importance et la nature exacte des formations corrélatives miocènes. Des prises de position très récentes ont, en effet, abouti à relancer la discussion.

R. SIMON-COINÇON, dans sa thèse de 3^{ème} cycle [R. COINÇON, 1972], A. DE GOER DE HERVE, dans plusieurs publications et dans la notice de la nouvelle carte géologique au 50.000^{ème} de S^t-Flour, ont adopté une interprétation identique qui vient de déboucher sur un article écrit en commun [R. SIMON-COINÇON et alii, 1981]. En résumé, leur opinion tend à accroître, dans de fortes proportions, l'importance des alluvions miocènes. Les implications morphologiques de leur schéma pour l'évolution du Massif Central dans son ensemble sont considérables ; elles imposent une analyse minutieuse de leurs arguments.

Constatant l'existence un peu partout dans le Massif Central de dépôts tertiaires "liés au système des fossés de distension oligocènes" et caractérisés par la présence de chailles, R. SIMON-COINÇON et A. DE GOER DE HERVE ont pensé pouvoir apporter un "modeste élément à la discussion portant sur l'âge de la période initiale de cette sédimentation" à partir des observations faites en basse Margeride. Leurs remarques ont donc bien dans leur esprit une valeur générale.

Les dépôts présents entre S^t-Alban-sur-Limagnole et Neussargues, dans la succession de fossés conservés au pied du horst Margeride-Cézallier, appartiendraient d'après eux à deux grandes étapes : celle ayant mis en place les "argiles graveleuses bariolées" et celle des "argiles et sables à chailles". Après avoir été attribués en totalité à l'Eocène par la première édition de la carte géologique de S^t-Flour au 80.000^{ème}, ils l'auraient ensuite été par erreur à l'Oligocène sur les deuxième et troisième éditions. En effet, des "Sables à chailles" se seraient disposés en discordance à l'intérieur d'un chenal large et profond, entaillant les "argiles sableuses bariolées" de l'Oligocène. Datés sans contestation possible du "Mio-Pliocène" par leur interstratification avec les laves cantaliennes pour leur épisode terminal, les "Sables à chailles" poseraient d'abord le problème de leur phase initiale. R. SIMON-COINÇON et A. DE GOER DE HERVE ont exprimé sur ce point un avis tranché : ne croyant pas à l'arrivée de fragments de chailles dès l'Oligocène, ils ont proposé d'admettre "à l'instar de l'opinion de BOULE pour les sables à chailles du Velay une indépendance totale" de la série argileuse et des apports sableux. Après avoir cité une longue liste d'affleurements des alluvions à chailles, ils ont entrepris leur analyse sédimentologique. Le principal caractère qui s'en dégage est la diversité.

- Sur le plan granulométrique, elles sont marquées par des variations souvent très rapides dans la taille et la structure du matériel. Certaines sont organisées en "chenaux fluviaux à stratification entrecroisée et cordons de galets" ; d'autres évoquent "des dépôts latéraux sur une plaine d'inondation".

- Du point de vue pétrographique, la fraction caillouteuse s'est révélée à la fois très typée et monotone avec une forte domination des éléments siliceux. On y rencontre d'une part des quartz, allant de "fragments peu émoussés, sans patine, d'origine locale" jusqu'à de véritables "dragées et des galets parfaitement roulés", d'autre part des "silex jurassiques, très irrégulièrement répartis et fortement émoussés". Les sables, composés de "quartz et de feldspaths souvent altérés", ne comprendraient pas de minéraux volcaniques à l'exception de quelques rares augites. Les argiles, enfin, de minéralogie très variée, ne se distinguent pas des cortèges habituellement recensés dans l'Oligocène.

Après avoir rappelé les découvertes paléobotaniques effectuées dans différents niveaux du "chenal des sables à chailles" -flores de Ganigal, du calvaire de S^t-Flour et d'Andelat-, R. SIMON-COINÇON et A. DE GOER DE HERVE ont rapporté dans quelles conditions ils avaient recueilli, au cours des travaux d'élargissement de la R.N. 9, au Crosatier, un fragment osseux de Rhinocerotid. Celui-ci a été découvert "à la base d'une lentille de grès fin micacé à ciment calcaire blanc", c'est-à-dire dans un matériel très comparable à celui ayant livré, au 19^{ème} siècle, la faune dite "de Brons", gisement situé à environ deux cents mètres de distance

et à une vingtaine de mètres en contrebas. L. GINSBURG a identifié dans la pièce fossile du Crosatier *Diaceratherium* proche à la fois de *D. aurelianensis* NOVEL, "caractéristique de la partie inférieure à moyenne des sables de l'Orléanais" -zone MN 3 et 4-, et de *D. lemanense* POMEL, "connu surtout de l'Aquitainien mais existant dès le Stampien supérieur".

Les conclusions tirées par R. SIMON et A. DE GOER DE HERVE, nuancées par certains côtés -ils admettent par exemple que "dans un contexte sédimentologique où le ravinement et la discordance intraformationnels sont de règle à toute échelle, on ne dispose d'aucun élément d'appréciation de la chronologie relative de deux gisements, s'il n'y a pas continuité d'affleurement"-, sont catégoriques sur le fond. Les "Sables à chailles" de basse Margeride traduisent "l'apparition, peut-être dès la fin de l'Oligocène, d'un premier réseau hydrographique". Marquant "une rupture dans les modalités de la sédimentation par rapport à la période antérieure", le comportement des rivières aurait été perturbé par "des modifications climatiques à l'aube du Miocène" ; il serait, toutefois, dû "aussi, et pour une part non négligeable, à des modifications dans l'évolution morphostructurale", en l'occurrence à "l'ébauche, dès cette époque, des lignes maîtresses de l'architecture du modelé actuel : couloir déprimé entre le horst de Margeride à l'Est et l'Aubrac granitique à l'Ouest".

Il m'a paru indispensable de rapporter l'interprétation de R. SIMON et de A. DE GOER DE HERVE dans le détail car, à l'image des vues de P. MANDIER sur la bordure orientale du Massif Central, elle est représentative d'un véritable courant de pensée chez nombre de paléogéographes contemporains. Elle allie, dans un mélange très dangereux à mes yeux, observations rigoureuses et raisonnement logique dans le respect de postulats tout à fait discutables, au moins de mon point de vue. Ayant découvert la région à travers leurs travaux et ayant été guidé à plusieurs reprises par leur soin sur le terrain, je n'aurai pas la prétention d'avoir une meilleure connaissance des faits. En revanche, je crois avoir pris connaissance de ces faits, puis raisonné sur eux, d'une façon très différente de la leur : à la fois avec l'expérience apportée par la fréquentation des autres bassins du Massif Central et avec le souci de déboucher sur une logique de l'explication valable pour une approche à "plusieurs échelles". Ma position présente est aussi "tranchée" que la leur et les lecteurs qui ont pris connaissance avec attention du chapitre précédent l'ont déjà comprise. La plupart des sables à galets de la bordure occidentale des fossés de Margeride appartiennent à l'Oligocène. Ils représentent pour moi des faciès alluviaux classiques sur les marges faiblement faillées des fossés dissymétriques -voir page 394-. Mes arguments pour le croire sont nombreux.

J'écarterai tout d'abord la "preuve" paléontologique apportée par le fragment de Rhinocéroïde du Crosatier. L'absence de détermination spécifique, voire générique, laisse pour cette pièce unique une marge trop grande d'incertitude. Un examen attentif des coupes ouvertes au Crosatier jusqu'aux niveaux qui avaient livré à la fin du 19^{ème} siècle la faune dite "de Brons" ne laisse aucun doute sur la continuité de la sédimentation formée de grandes lentilles de granulométrie variable imbriquées les unes dans les autres. Les différents fossiles retrouvés au Crosatier ne peuvent pas être séparés par une longue période. Comme on a retrouvé à "Brons" *Eggysodon gaudryi*, fossile représentatif du Stampien [R. LAVOCAT, 1951, p. 144], je ne crois pas que l'on puisse, à partir du nouveau fragment recueilli, conclure pour l'instant à un âge différent. On doit d'ailleurs noter que la couche de grès à ciment calcaire qui a livré la pièce ne correspond pas au faciès classique des "Sables à chailles". Or, à ma connaissance, le seul endroit où la paléontologie a livré des renseignements directement utilisables pour les niveaux à galets, se situe sur le rebord ouest du fossé du Malzieu. Une macroflore a été recueillie, au 19^{ème} siècle dans le bois de Ganigal, à l'intérieur du sédiment consolidé par la silice en un véritable poudingue. G. DE SAPORTA y avait reconnu des espèces de cachet paléogène supérieur, en particulier *Cinnamomum lanceatum*, espèce répandue jusqu'à l'Aquitainien [M. BOULE, 1898]. A. LAUBY a signalé ensuite dans sa thèse [1910] la découverte de nouvelles espèces comme *Daphnogene ranicourti* et *Sterculia variabilis* ; toutes les deux sont représentatives du Paléogène. Jointes aux indications des faunes du Crosatier, où les lentilles de sables à galets sont visibles au-dessus et au-dessous des niveaux carbonatés à fossiles, ces dernières données me semblent suffisantes pour affirmer qu'une partie, au moins, des "Sables à chailles" de Margeride s'est déposée à l'Oligocène.

Dans un second temps, je critiquerai l'utilisation de la démarche consistant à avancer un âge pour des sédiments de bassins différents à partir d'une simple convergence de faciès. Certains trouveront mon attitude peut-être "osée" puisque, d'une part, je suis moi-même tombé dans les travers de la démarche -voir page 109- et que je l'ai à nouveau employée dans ce travail, par exemple en évoquant l'existence de "générations d'alluvions ilderiennes ou bartoniennes" ou en reconnaissant la présence de faciès conglomératiques de bordure dans les fossés oligocènes. En fait, ma critique portera moins sur le principe de la démarche que sur ses modalités. Avec l'expérience de mes propres erreurs, je crois pouvoir dire qu'une telle méthode, fondée sur les comparaisons à distance, donc déjà délicate d'emploi pour un espace restreint, doit s'appuyer sur une enquête à double échelle lorsqu'elle est utilisée d'un bassin à l'autre. Elle doit s'accompagner, dans le même temps, d'une réflexion d'ensemble et d'une étude précise sur les conditions locales offertes par chaque bassin. Or, si R. SIMON-COINÇON et A. DE GOER DE HERVE ont proposé un rapprochement entre la traînée alluviale de Margeride et les fameux "Sables à chailles" du Velay, ils ne se sont visiblement pas intéressés à ces derniers de façon directe. Leur mise en parallèle du caractère discordant des deux formations par rapport à l'Oligocène me paraît, entre autres, très maladroite. Nous verrons toute l'ambiguïté qui entoure la notion de "Sables à chailles" en Velay dans le paragraphe suivant. On doit, de toute manière, souligner dès maintenant une différence fondamentale entre le mode de gisement des alluvions miocènes de Margeride, tel qu'il est envisagé par R. SIMON-COINÇON et A. DE GOER DE HERVE, et celui qui a toujours été reconnu pour les "Sables à chailles" vellaves : ces derniers ont été interprétés comme des alluvions de plateau ou des dépôts recouvrant l'Oligocène,

les premiers seraient inscrits dans des paléovallées. Cette situation ravinante est, à mon sens, le principal obstacle à l'adoption du schéma proposé.

L'hypothèse d'un emboîtement de venues sableuses miocènes dans un chenal creusé à l'intérieur des terrains oligocènes me semble condamnée pour au moins trois raisons.

- Il n'existe pas de coupe où l'on puisse voir un versant de la paléoforme en question ou la preuve de l'emboîtement des "Sables à chailles" dans les "argiles bariolées" paléogènes. Or, de mon point de vue, une telle démonstration est le préalable à la formulation de l'hypothèse.

- Certaines observations me paraissent d'ailleurs plutôt contredire cette éventualité. On ne connaît pas d'exemple de paléovallée taillée dans le socle ; ce qui est pour le moins curieux dans le cas d'une rivière installée par surimposition sur une surface où le substratum hercynien n'était que partiellement masqué par sa couverture sédimentaire. Un seul secteur susceptible de jouer le rôle de "raccord" entre des portions de la vallée totalement inscrites dans l'Oligocène a été décrit par R. SIMON-COINÇON : celui de Grisols [R. COINÇON, 1972, p. 39]. Des sondages, implantés dans la carrière ouverte à l'Ouest du village, ont révélé l'existence d'une dépression profonde de 40 mètres, "le socle gneissique s'enfonçant selon une pente de 35 à 40 %" sous un matériel essentiellement argileux. Plusieurs faits interdisent pourtant de reconnaître dans le gisement de Grisols une vallée fossilisée par des alluvions. Le paléocreux ne représente pas à Grisols une vallée mais une dépression fermée : la situation des dépôts sur un interfluve permet de vérifier que les gneiss affleurent partout aux alentours à plus de 860 mètres, altitude du sommet du remblaiement. Il n'y a donc pas de communication aval et amont avec les autres parties de la "vallée" ! L'unique possibilité d'explication du lambeau de Grisols se situe dans le jeu en touches de piano d'un petit fossé d'angle de faille. La granulométrie fine des matériaux implique un dépôt réalisé par une lente subsidence. Les argiles plastiques visibles au contact de l'abrupt traduisent un abaissement progressif du plancher du fossé. Il serait bien difficile de reconnaître ici des alluvions accumulées dans une vallée préétablie, aux versants en forte pente.

- Les plus importants griefs que l'on doit adresser à l'hypothèse concernent malgré tout le contexte morphodynamique qu'elle impose. Pour R. SIMON-COINÇON et A. DE GOER DE HERVE, une reprise d'érosion généralisée se serait produite sur une profondeur de plus de cent mètres, valeur de l'encaissement supposé des "Sables à chailles" dans l'Oligocène du bassin de S^t-Flour sur le flanc occidental du puy de la Balle. Mon sentiment est que l'explication qu'ils en ont donnée est très insuffisante. Elle se résume, comme cela a été signalé plus haut, à un changement climatique qui serait intervenu à l'aube du Miocène, dans un contexte topographique ayant déjà acquis sa différenciation actuelle. Nous avons vu, au Livre premier, de quelle façon une idée semblable avait été proposée par H. ENJALBERT pour rendre compte de l'incision seulement quaternaire du Viaur dans le socle du Rouergue -voir pages 42 et 43-. Dans ce dernier cas, l'apparition des crises froides pléistocènes représentait, sinon un facteur déterminant, au moins un argument notable en faveur d'une transformation de la dynamique fluviale. Rien de tel ne peut, en revanche, être prétexté au début du Miocène en basse Margeride. Parce qu'il n'existe pas de cause précise à un phénomène de creusement dont on ne connaît pas d'ailleurs d'autres conséquences à l'intérieur du Massif Central -la question des pseudo-vallées des maars auvergnats étant réglée-, il est à mon avis impossible d'adhérer à une telle interprétation, avant même d'avoir abordé le reproche fondamental à lui adresser. Je vois mal, en effet, comment l'épisode de remblaiement d'un chenal aussi étroit pourrait être justifié, si ce n'est par une formidable transgression marine, qui n'a bien évidemment pas eu lieu en Margeride ! Outre la difficulté à concevoir des mouvements du sol ou une nouvelle "rupture" climatique capables d'avoir provoqué la sédimentation, il faut, pour finir, considérer l'incompatibilité totale de la nature granulométrique et pétrographique des dépôts avec la solution envisagée. Comment les brusques modifications observées d'un secteur à l'autre dans la taille des alluvions, comment les alternances entre apports longitudinaux et latéraux, comment l'imbrication entre faciès de chenaux et de plaine d'inondation auraient-elles pu se réaliser dans le cadre de la fossilisation d'un étroit couloir d'érosion ?

C'est avec la plus complète conviction que j'ai attribué, dans le chapitre précédent, alluvions fines et alluvions grossières au Paléogène. Ma position ne consiste pas néanmoins à affirmer l'absence de dépôts miocènes à la périphérie du Cantal. La paléontologie et le volcanisme démontrent avec clarté leur présence effective.

En situation infravolcanique, on ne connaît d'âge miocène certain que les argiles micacées à empreintes de plantes d'Andelat. Placées au toit de la série oligocène, ces argiles avaient été données pour discordantes sur les sables visibles un peu plus bas sur le versant par M. BOULE [1896]. D'autres auteurs [R. LAVOCAT *et alii*, 1949 - A. DE GOER DE HERVE, 1972] ont admis une interstratification progressive des deux niveaux. L'organisation habituelle de l'Oligocène local et, plus encore, les conditions d'affleurement interdisent, à mon avis, de se prononcer dans un sens ou dans l'autre, tant et si bien qu'il est difficile d'apprécier l'épaisseur des matériaux miocènes. Leur âge ne fait, en revanche, guère de doute. Pour G. DE SAPORTA qui avait identifié les empreintes trouvées par M. BOULE, la sédimentation s'était effectuée au Miocène supérieur. A. LAUBY, après une nouvelle étude du gisement, a avancé une datation identique [1910]. Le diagnostic fourni par la macroflore vient d'être confirmé par la palynologie [R. SIMON-COINÇON *et alii*, 1981, p. 10]. Ces argiles à plantes appartiennent ainsi déjà, malgré leur position sous les nappes volcaniques, à la génération des formations corrélatives, oeuvre de la crise "pliocène". Leur recouvrement par les "brèches andésitiques" cantaliennes assure uniquement d'un âge antérieur en gros à 8 M.A. -voir page 471 et suivantes-. Elles sont vraisemblablement plus récentes que les sables et argiles du calvaire de S^t-Flour, dont la position entre coulées de laves est pourtant

bien démontrée. Les basaltes qui encadrent cette dernière formation ont été datés entre 10 et 9 M.A. [A. DE GOER DE HERVE, 1972, *addendum*]. Sans faire une confiance trop absolue aux méthodes radiochronologiques, il faut noter une correspondance satisfaisante de ces résultats avec les autres renseignements fournis par la paléontologie : R. REY a découvert, dans les argiles du calvaire, des plantes fossiles attribuées au "Mio-Pliocène" par G. DEPAPE [R. REY et G. DEPAPE, 1949] tandis que les basaltes supérieurs sont, comme les argiles d'Andelat, directement recouverts par les "brèches andésitiques", à la base desquelles des Mammifères "pontiens" ont été retrouvés en deux endroits :

- à Prentegarde -Ouest de Roffiac-, dans le bassin de S^t-Flour, où J. B. RAMES a identifié *Gomphotherium angustidens* et *Dicerorhinus schleiermachi* ;
- à Joursac, sur le flanc nord de la vallée de l'Alagnon, où M. BOULE a exhumé d'un tuf ponceux une faune marquée par l'association *Deinotherium giganteum*, *Dicerorhinus schleiermachi*, *Hipparion* et *Tetralophodon longirostris*.

G. GUERIN [1980, pp. 362 et 369] a conclu, pour sa part, à l'âge vallésien de ces deux gisements. Malgré un léger écart entre les données paléobotaniques et mammalogiques, qui est du reste fréquent pour le Néogène supérieur, les conclusions à tirer de ces faits sont simples : il n'existe pas en basse Margeride de dépôts importants datés du Miocène inférieur et moyen. Les événements morphogéniques "miocènes" n'ont donc pas laissé de témoignages, ce qui ne signifie pas naturellement qu'il ne se soit rien passé ! Une chose mérite en tout cas d'être considérée comme établie : si l'on observe la base des formations volcaniques néogènes sur la "surface d'accumulation" paléogène -fragment de la *Primärrumpf* alpine ayant connu une évolution similaire à celle décrite en Limagne-, on constate que les différentes coulées se sont toutes inscrites dans une fourchette altimétrique comprise entre les cotes 840 et 870 mètres. En raison du manque de cohésion des terrains paléogènes, le faible degré de différenciation de la topographie me semble devoir être mis en parallèle avec une activité érosive, elle-même très mesurée.

c - LES ALLUVIONS "MIOCENES" DU VELAY :

Nous venons de voir quel rôle continue de jouer dans l'esprit des auteurs contemporains la formation découverte en Velay par H. VINAY [1857] et baptisée "Argiles et Sables à chailles" par M. BOULE [1892]. A partir de cette dernière date, un très large et fréquent usage a été fait de l'expression : E. CHAPUT [1917, pp. 61 à 63], H. BAULIG [1928, p. 200], J. JUNG [1945, p. 165] ont tous utilisé dans leur raisonnement ce jalon stratigraphique, sans toutefois en reprendre l'étude. P. BOUT est, à ma connaissance, le seul auteur à lui avoir porté une attention directe. On conviendra avec moi que cet emploi très particulier représente à la fois un hommage rendu au travail d'observation d'un auteur et... une certaine légèreté vis-à-vis des données du terrain ! L'utilisation qui en a été faite dans la littérature géologique et géographique imposait une plus grande curiosité de la part des chercheurs. Si tel avait été le cas, la place des "Sables à chailles" eût été sans aucun doute, ramenée à de plus justes proportions. Je tenterai, comme dans les deux paragraphes précédents, de rétablir une vision selon moi quel que peu déformée.

Il faut, au départ, rappeler l'enjeu du débat. Pour M. BOULE, ces dépôts alluviaux à galets roulés n'avaient pas d'autre signification particulière que d'être les plus anciens niveaux faillés du Velay [1892, p. 79]. Parce qu'il lui semblait logique de rapprocher les Sables du Velay et les alluvions argilo-sableuses à chailles interstratifiées entre les coulées volcaniques du Puy Courny, près d'Aurillac, dans lesquelles avait été retrouvée une faune "pontienne" -*Deinotherium giganteum*, *Tetralophodon longirostris*, *Aceratherium incisivum*, *Hipparion primigenium*-, il convenait de dater les uns et les autres du Miocène supérieur, époque des "grands mouvements du sol responsables d'une transformation complète du plateau central" [1892, p. 244]. Ce sont les auteurs travaillant sur d'autres régions du Massif Central, voire sur le Bassin Parisien, qui ont peu à peu modifié l'âge de la formation, sans avoir directement étudié le problème.

J. GIRAUD [1902, pp. 389-390] a insisté sur la faible durée de temps qui aurait séparé le dépôt des "Sables feldspathiques" burdigaliens et celui des "Sables à chailles". Les uns et les autres représentaient dans son esprit, comme le pensaient aussi les géologues du bassin de Paris, H. DOUVILLE ou G. DOLLFUS, deux stades différents de l'organisation du réseau hydrographique. Installés d'abord sur des pentes faibles -"Sables et argiles feldspathiques"- puis sur des pentes plus fortes -"Sables à chailles"-, les cours d'eau seraient parvenus dès le Burdigalien dans le Bassin Parisien, édifiant les accumulations des sables du Bourbonnais, de Sologne et de Lozère.

La découverte de la faune de Givreuil et son attribution première à l'Helvétien par P. GLANGEAUD [1908] ont conduit cet auteur à adhérer pleinement au schéma de J. GIRAUD en fixant au Miocène moyen l'apparition des pentes et le transit des alluvions à chailles.

Pour E. CHAPUT, ces interprétations, justes dans le principe, étaient discutables au niveau des datations : les "Sables à chailles" en Velay, mais aussi dans le Bourbonnais devaient être attribués au "Pontien" en fonction de la présence d'*Hipparion* dans les argiles de l'Aubépin, considérées comme équivalentes des "Sables" vu leur situation infrabasaltique [1917, p. 62]. E. CHAPUT est donc revenu à l'idée primitive de M. BOULE.

J. JUNG a choisi une hypothèse intermédiaire. S'appuyant sur les études précises de G. DENIZOT dans le Sud du Bassin Parisien [1927], il a admis, d'une part, que "Sables à chailles" et "Sables du Bourbonnais" appartenaient à "une grande nappe alluviale qui aurait remblayé, au Miocène moyen et supérieur, les plaines du pied du Massif Central" [1946, p. 168], d'autre part, que le "comblement final par les "Sables à chailles", du vaste champ d'épandage du Bourbonnais, ainsi que des petites cuvettes de l'Auvergne et du Velay", se serait effectué au "Pontien" [p. 169].

Les opinions des géographes ont reflété cette diversité des interprétations. M. DERRUAU [1949], G. KIEFFER [1962] ont opté pour un âge "pontien" des "Sables à chailles", J. GRAS [1963] ou R. SIMON-COINÇON étant partisans d'un phénomène alluvial plus précoce.

Pour nous résumer, la plupart des auteurs cités ont eu tendance à regrouper différents lambeaux d'alluvions, dispersés à travers tout le Massif Central mais caractérisés par une fraction caillouteuse presque purement siliceuse -quartz ou silex jurassique-, en une seule et même génération. La granulométrie grossière du matériel, synonyme d'une "augmentation du pouvoir dynamique" des cours d'eau, pour reprendre une expression de P. GLANGEAUD [1908, p. 273], et l'absence de galets volcaniques ont été leur principal argument pour dater le dépôt des alluvions. Deux hypothèses ont été proposées, sans d'ailleurs qu'il y ait matière à véritable controverse. Pour certains, les "Sables à chailles" seraient d'âge miocène supérieur, immédiatement antérieurs aux grandes émissions de lave attribuées au Pliocène -M. BOULE, E. CHAPUT-. Pour d'autres, la circulation initiale des "Sables à chailles" aurait débuté plus tôt dans le Miocène, en liaison avec des mouvements du sol prenant directement le relais de la tectonique oligocène -J. GIRAUD, P. GLANGEAUD-.

Les remarques précédentes, valables pour l'ensemble des "Sables à chailles" du Massif Central, restent d'un intérêt premier dans le cas précis des sables à chailles du Velay. Deux observations méritent à ce propos d'être faites.

- L'absence de basalte dans ces sédiments pourrait prendre, à une époque où l'apparition du volcanisme en Velay dès le Miocène supérieur est solidement établie, une dimension particulière. Il y aurait là un argument indiscutable pour vieillir une telle formation et admettre ainsi, pour l'Est du Massif Central, ce qui vient d'être contesté sur la périphérie du Cantal.

- Le géomorphologue se doit, d'autre part, d'examiner avec attention, dans le cadre du Velay oriental, tout indice d'activité morphogénique miocène. Le bassin supérieur de la Loire constitue en effet le versant atlantique de la bordure orientale du Massif Central, au sujet de laquelle P. MANDIER [1984] vient d'émettre l'hypothèse d'une surrection continue depuis l'Oligocène supérieur. La présence de sables à chailles pourrait ainsi constituer un témoignage en faveur du schéma tectonique prôné par cet auteur.

Après avoir rappelé les faits observés par mes prédécesseurs sur le terrain, je situerai mon opinion sur les "Sables à chailles" du Velay.

M. BOULE [1892] a décrit sous le nom d'"Argiles et Sables à chailles" deux types de sédiments qui ne possèdent pas des caractéristiques parfaitement identiques.

- L'appellation a d'abord été appliquée aux sédiments de la région du Monastier. Etudiant les dépôts visibles depuis le lit de la Laussonne jusqu'à la table basaltique du Mont qui domine le village du Monastier, il a noté [1892, p. 76] l'apparition de fragments roulés de "chailles et de silex véritables" dans les "argiles sableuses versicolores parfois indurées par les oxydes de fer" -paléosols fersiallitiques, voir page 373-, "parfois accompagnées de concrétions calcaires de formes irrégulières" -paléosols carbonatés-. Il a souligné, par ailleurs, une évolution de la granulométrie des couches, les sables et les galets se faisant, de bas en haut, de plus en plus nombreux jusqu'à prendre l'aspect "de sables fins comme des sables de rivière" qui, "avec leur belle couleur jaune rouille", pourraient être "confondus avec des sables pliocènes".

- Dans les environs de Fay, sur les rives mêmes du Lignon, M. BOULE a, ensuite, constaté la présence, sous "les alluvions actuelles à gros blocs de basalte", d'argiles et de sables versicolores à "cordon de cailloux roulés" [1892, p. 78]. Une analyse pétrographique de ces galets lui a permis de découvrir, en mélange avec du quartz, des chailles et du granite, la présence d'une roche noire très décomposée qui s'est révélée être du basalte à l'examen microscopique.

Après réflexion, M. BOULE a jugé logique de réunir les deux formations décrites en une seule génération d'alluvions. En fonction de leur "caractère transgressif" sur les assises oligocènes, de "leurs ressemblances avec les sables tortoniens à *Dinotherium* et *Hipparion* du Cantal" -alluvions du Puy Courny évoquées ci-dessus-, de la présence d'éléments basaltiques et, enfin, de leur dénivellation par des failles attribuées aux déformations de la fin du Miocène, il a placé le dépôt des "Argiles et Sables à chailles" au Miocène supérieur [1892, p. 79]. Il est cependant important de préciser que M. BOULE, malgré son choix stratigraphique, a pris le soin de signaler que "les ressemblances (entre oligocène et "Sables à chailles") sont si étroites que, sur les points où les deux terrains sont superposés, il est impossible de trouver la ligne de séparation. De sorte qu'on pourrait être tenté de croire que cette séparation n'existe pas en réalité et que les deux terrains passent de l'un à l'autre sans discontinuité, ou se confondent l'un dans l'autre" [1892, p. 79].

P. BOUT a été le premier chercheur à reprendre de façon sérieuse l'étude de la géologie du Velay. La description qu'il a donnée des terrains affleurant entre le lit de la Laussonne et le Monastier est sensiblement différente de celle de M. BOULE [1973, pp. 122-123]. Après avoir affirmé l'âge "sannoisien" des argiles sableuses visibles sur les rives de la Laussonne, il a déclaré ne pas avoir trouvé de sables à galets de

quartz et de chailles jusqu'à quelques mètres de la base de la coulée du Mont où un puits, profond de 14 mètres, lui a montré la présence de faciès oligocènes classiques avec argiles sableuses et marnes à nodules de calcaire. L'existence de chailles dispersées dans les champs et d'un mince niveau de galets, entrevu dans la partie supérieure du versant, l'a amené à conclure à la présence effective d'un banc d'alluvions à chailles qui, en solifluant ou en glissant par paquets, donneraient l'illusion d'une dispersion des galets sur une grande hauteur.

J'ai réexaminé le long versant qui domine le lit de la Laussonne ; il m'est possible d'apporter au moins un élément nouveau : des coupes, dégagées récemment par des glissements de terrain sur les berges de la rivière, au "pont de Molines", ont révélé, dans des couches dont l'âge paléogène a été reconnu par tous les auteurs depuis M. BOULE, des lentilles de sables argileux à galets de "chailles". Plusieurs lames minces réalisées dans ces galets ont permis à M. RIO de reconnaître d'authentiques silex marins avec traces du calcaire originel et débris de Lamellibranches silicifiés. Un point doit donc être considéré comme définitivement acquis en Velay : des "chailles" se sont déposées dès le Paléogène, suivant un phénomène déjà reconnu en basse Margeride, dans le fossé de Montluçon et en Roannais. En excluant le cas éventuel d'un mince lambeau alluvial infrabasaltique -dont je n'ai cependant pas trouvé trace-, il est, à mon avis, difficile dans la région du Monastier de conclure à l'âge néogène de la partie supérieure des niveaux comportant des "chailles". Parce que la granulométrie du sédiment n'est pas un critère valable -des sables à galets comme des argiles plastiques ont pu se déposer dans des couches paléogènes dont la granulométrie va des conglomérats cyclopéens aux bancs précipités- et étant donné que les mêmes phénomènes de diagenèse précoce -paléosols carbonatés en particulier- sont visibles de bas en haut de la série, je crois pouvoir affirmer l'absence totale d'arguments en faveur de l'introduction d'une coupure stratigraphique dans les couches entaillées par la Laussonne. Le caractère transgressif des terrains, qui correspond au dernier élément à discuter de l'opinion exprimée par M. BOULE, s'expliquant lui-même très bien dans l'hypothèse d'une relative continuité de la sédimentation et dans le cadre reconnu de la tectonique paléogène -voir pages 376 et 377-, il ne reste plus aucun obstacle à trancher en sens inverse de M. BOULE, au moins pour le secteur du Monastier. Les dépôts de Fay posent en effet un autre problème.

Dans l'attente de précisions sur la géologie infrabasaltique du plateau de Fay et, surtout, de données paléontologiques sur l'âge des matériaux qui affleurent dans le lit du Lignon, le chercheur doit reconnaître l'impossibilité actuelle de classer, avec assurance, les terrains en question dans la première ou la seconde moitié du Tertiaire. J'ai souligné plus haut -voir page 375- la parenté sédimentologique existant entre le Paléogène du Velay et les alluvions de Fay. Ce lien n'est pas une preuve de l'appartenance des unes et des autres à la même génération de dépôt, mais je ne crois pas non plus que la présence de quelques fragments de basalte altéré constitue, selon l'opinion de M. BOULE, un témoignage en sens contraire. Les sables et les argiles de Fay sont aujourd'hui visibles sur les rives du Lignon, au Sud-Ouest du village, à proximité du pont de la départementale 26. Des lentilles d'argiles et de sables argileux à petits galets de quartz et de granite ont été dégagées, sur deux ou trois mètres de hauteur, le long de certains méandres décrits par la rivière. Je n'y ai pas vu de "chailles" ou de basalte, ce qui ne signifie pas leur absence certaine des strates grossières. La présence en très petite quantité de lave, si elle se confirmait, ne serait de toute façon pas un argument suffisant pour conclure à l'âge néogène du sédiment. J'ai observé, sur la bordure occidentale du Forez [A. LE GRIEL, 1975, p. 31], dans les formations conglomératiques de l'Oligocène supérieur, des fragments de basalte ; H. BELLON a, dans ce même secteur, daté une venue volcanique de 40 M.A. [H. BELLON et J. HERNANDEZ, 1979] et nous avons vu plus haut que des manifestations phréatomagmatiques s'étaient produites en Limagne au cours de l'Oligocène. On peut donc sans hésiter admettre une large extension des phénomènes volcaniques tout au long de l'histoire alpine du Massif Central. Des épanchements de basalte, certes beaucoup plus discrets qu'au tertiaire supérieur, ont pu se produire et participer localement au spectre pétrographique d'une formation alluviale.

Le plus sûr moyen actuel pour dater les sédiments de Fay passe par une étude globale des placages qui affleurent un peu partout à proximité de la ligne de partage des eaux entre Méditerranée et Atlantique, aussi bien dans le bassin-versant de la Loire supérieure que dans celui de l'Eyrieux. Il existe sur la carte géologique au 80.000^{ème} du Puy une dizaine de gisements, indiqués "m⁴" et taxés de "dépôts lacustres" de la fin du Miocène. J'ai pu retrouver et échantillonner la plupart d'entre eux. Lors d'un stage sur le terrain, mes étudiants de Licence en ont même découverts d'autres, le plus spectaculaire d'entre eux correspondant à un lambeau d'alluvions à galets de quartz recouvert vers 950 mètres d'altitude par des basaltes labradoritiques sur l'interfluve qui sépare la vallée de la Saliouse de celle de l'Alzette, à proximité du hameau de Serres.

Les différents jalons recensés peuvent être regroupés en deux grandes catégories : celle des sédiments en position d'interfluve recouverts par les roches volcaniques et celle des sédiments interstratifiés avec elles ou engagés dans des dépressions suivies par les laves -Gourgouras, Clauzelles-. On a l'assurance, dans le second cas, d'avoir effectivement affaire à des matériaux déposés au Miocène supérieur, puisqu'ils accompagnent des épanchements massifs qui ont débuté vers 9-8 M.A. -voir page 481 et suivantes-. Avec les placages de la première catégorie, il est le plus souvent impossible d'avoir une idée de l'antériorité par rapport au début de la grande phase effusive du Velay, les dépôts pouvant appartenir à n'importe quelle période du Tertiaire, voire du Secondaire.

Un second renseignement intéressant à noter est que la granulométrie et l'organisation des dépôts permettent aussi de les répartir en deux types, des liens existant avec la classification précédente. Tous les niveaux interstratifiés entre les coulées -l'Aubépin, la Vacheresse-, certains de ceux placés directement au contact de la lave -Cornuscle, Gourgouras, Clauzelles- présentent une relative finesse, avec des argiles ou, au plus, des sables ; je n'ai jamais observé, dans cette position stratigraphique, l'affleurement d'une fraction

grossière caillouteuse. Les matériaux associés aux laves offrent souvent une certaine homogénéité ; lorsque des changements granulométriques sont visibles, on se trouve en général face à de très minces alternances centimétriques entre des lits d'argile et de sable. On n'y rencontre pas de disposition en épaisses lentilles alluviales, structures particulièrement fréquentes dans les terrains paléogènes et... sur les coupes -Fay, Malagayte, Serres- appartenant au second type observé.

L'analyse du spectre des minéraux lourds contenus par les sables -entreprise par R. ETIENNE- est l'élément le plus intéressant ; elle confirme la présence de deux stocks de matériaux d'origine différente. Les sables des niveaux fins possèdent une abondante fraction lourde où les espèces volcaniques -augite, olivine, amphibole- l'emportent. Les espèces ubiquistes résistantes -zircon, tourmaline surtout-, jointes à d'assez nombreux minéraux du métamorphisme -andalousite, grenat, sillimanite- ,sont exclusivement représentées dans les alluvions grossières : l'absence de minéraux volcaniques dans les sédiments de Fay en dehors de deux augites dont la présence est difficile à interpréter, me semble particulièrement significative. La fraction lourde des sables donne, en effet, une meilleure idée de la pétrographie du bassin-versant en général que la fraction caillouteuse pour un petit nombre d'observations : un échantillon de galets peut être influencé par des apports locaux, alors que le triage est automatiquement meilleur pour des matériaux de plus faible granulométrie. Si M. BOULE a bien observé à Fay la même formation que moi, il faut en conclure, comme la possibilité en a été évoquée plus haut, à l'existence occasionnelle de roches volcaniques parmi ces alluvions. Dans ces conditions, les enseignements apportés par la localisation, l'organisation et la granulométrie des dépôts doivent être retenus en priorité. Le contexte morphodynamique dans lequel s'est réalisée la sédimentation des alluvions grossières est indiscutablement plus proche de celui reconnu au Paléogène. Les modalités qui ont présidé au dépôt des matériaux fins de la seconde catégorie sont tout autres. Elles seront décrites un peu plus loin -voir page 483-. On doit se contenter de noter qu'elles ont permis la conservation dans les niveaux argileux d'une abondante macroflore rapportée au "Mio-Pliocène". Les indications données par les plantes fossiles demeurent toutefois assez vagues, les mélanges entre quelques essences tropicales ou subtropicales -bambous, lauriers- et des végétaux tempérés -pins, chênes, peupliers, saules, etc...- ayant dominé pendant une bonne partie du Néogène. En définitive, la découverte de deux dents d'*Hipparion*, à l'Aubépin, en 1917, est le repère chronologique le plus "précis" dont on dispose, avec bien sûr les rapports existant entre les sédiments et des phénomènes volcaniques placés par la radiochronologie dans les dix derniers millions d'années.

En résumé, mon opinion sur les "Sables à chailles" du Velay est la suivante.

- Ces dépôts n'existent pas en tant que formation corrélatrice particulière : la plus grande partie des terrains regroupés dans cette unité lithostratigraphique par M. BOULE appartiennent au Paléogène.
- D'authentiques dépôts d'âge miocène sont cependant visibles. Sans exclure, par principe, toute possibilité de remaniements à faible distance de matériel paléogène qui aurait entraîné de très fortes convergences de faciès, je crois possible de distinguer les premiers des seconds par leur granulométrie et les rapports plus ou moins directs que les sédiments néogènes ont entretenus avec les coulées volcaniques.
- On peut ainsi dater les quelques jalons miocènes du Tortonien.

Les conclusions à tirer des observations précédentes sont importantes.

Sur le plan de la lithostratigraphie, il faut à mon sens renoncer à l'expression de "Sables à chailles". Je reprendrai à mon compte cette longue citation de P. BOUT [1973, p. 123] qui résume parfaitement les données d'un problème paléogéographique capital : "les sables à chailles ont joué un rôle important dans l'étude stratigraphique du Massif Central. On les a considérés longtemps comme des témoins du tracé hydrographique inscrit après la surrection pontienne -P. BOUT n'envisage ici que le point de vue adopté par M. BOULE, E. CHAPUT ou M. DERRUAU-. Partout où on les trouvait, le plus souvent sous des coulées de basalte, la signification d'un niveau repère datant du Miocène supérieur leur était accordée. Des travaux ont montré depuis -il fait allusion à deux publications : R. LAVOCAT, R. MICHEL et R. REY, 1949 et P. BOUT, 1962- qu'il était des chailles dans les alluvions tertiaires et quaternaires de tous âges du Massif Central. Avec les quartz, elles font partie de ce contingent de galets indestructibles que les générations d'alluvions se sont transmises, de l'une à l'autre". Il n'y a rien à ajouter, si ce n'est, bien entendu, qu'en envisageant l'existence d'alluvions à chailles d'âge très variable, on ne supprime pas, du même coup, l'hypothèse de leur dépôt au Miocène. Il est donc nécessaire d'en venir aux données morphologiques du problème.

Le principal argument, exprimé ou implicite, des auteurs favorables au regroupement des sables à chailles dans une unité particulière, a été d'ordre géomorphologique. Admettant le prélèvement direct par l'érosion des chailles aux affleurements de calcaires secondaires du Massif Central méridional, ils ont vu dans les lambeaux d'alluvions les traces du premier réseau hydrographique méridien, né à l'occasion des débuts de l'épirogenèse. Par opposition à la période paléogène, où les apports latéraux aux fossés étaient considérés comme prépondérants, l'arrivée des sables à chailles matérialiserait, à la fois, le rétablissement de l'exoréisme et le début de la prédominance des transports longitudinaux. Cette double idée mérite à mon avis d'être très nuancée. Outre l'importance locale des circulations méridiennes dès le Paléogène, notamment dans le Sud des Limagnes, les apports latéraux ont joué jusqu'au Quaternaire un rôle d'une importance extrême que traduit bien l'origine des chailles du Bourbonnais, pour l'essentiel issues de la destruction des calcaires jurassiques de la bordure septentrionale du Massif. Je ne crois pas, par ailleurs, que le rétablissement de l'exoréisme alluvial ait obligatoirement coïncidé avec l'apparition de fortes pentes, comme va le prouver l'examen des matériaux parvenus jusqu'au niveau de base marin.

Pour conclure sur les dépôts "miocènes" du Velay, en particulier, et du Massif Central, en général, on ne peut que souligner la modestie apparente des déformations structurales et des événements morphologiques indiquée par une réflexion sur leurs rares gisements. D'un côté, les grands accidents paléogènes n'ont pas rejoué, de l'autre la surface d'accumulation correspondant au toit de matériaux souvent tendres n'a pas subi de modification sensible. Cette situation n'a changé que très peu de temps avant l'apparition des laves, au Miocène supérieur. Les seuls véritables jalons sédimentaires miocènes reconnus dans les régions étudiées datent de cette époque-là. Ils ne sont pas représentatifs de l'évolution du relief au Miocène inférieur et moyen.

2 - LES SEDIMENTS "MIOCENES" DES BASSINS PERIPHERIQUES :

Suivant la démarche déjà employée pour les autres périodes de l'histoire alpine, il va falloir recenser les altérites entraînées hors du Massif Central, puis tenter d'en estimer le volume. Nous partirons du secteur où ces matériaux occupent a priori la place la plus importante, le bassin de Paris, puis nous envisagerons successivement les dépôts du couloir séquanorhodanien, du Languedoc et d'Aquitaine.

a - LA DELICATE QUESTION DES "SABLES DE SOLOGNE" :

L'idée d'une morphogenèse active connue par le Massif Central dès la première moitié du Néogène a incontestablement pris naissance dans le Bassin Parisien, en raison de fortes quantités de matériel détritique attribué à la période. Mais, comme les données stratigraphiques du problème des "alluvions miocènes" ont considérablement évolué, il n'est plus possible aujourd'hui aux paléogéographes d'adopter des conclusions valables, il y a encore dix ans ! Si la réalité d'arrivées argilo-sableuses dans la cuvette solognote au Néogène inférieur ne peut pas être remise en doute, les volumes des matériaux et leur origine méritent d'être discutés.

L. RASPLUS est l'auteur d'une synthèse récente sur les "Sables de Sologne" [1978]. Je reprendrai l'essentiel de ses observations sur la géométrie, la pétrographie et l'organisation de la formation.

Les "Sables de Sologne" se sont accumulés sur une aire légèrement inférieure à 5 000 km². Partout ou presque, ils reposent sur des terrains aquitaniens. En utilisant plus de 300 sondages, L. RASPLUS est parvenu à établir une carte hypsographique de la base du Néogène [1978, carte hors texte n°7] ; elle a été utilisée pour tracer le croquis 92 A. On reconnaît sur ce dernier un accident majeur : la fosse de Salbris. Celle-ci, avec une profondeur de presque une centaine de mètres, ressort d'autant mieux qu'elle se trouve à proximité de la bordure la plus haute de la cuvette -la base des Sables de Sologne atteint ici la cote 170 mètres, alors qu'ailleurs ils sont situés entre 90 et 130 mètres-. Au-delà d'un axe haut médian joignant Soing à Argent-sur-Sauldre qui isole au Sud-Est la fosse de Salbris, les épaisseurs maximales correspondent à une dépression allongée du Nord-Est -région de Bellegarde- au Sud-Ouest -région de Bracieux-. Atteignant au plus bas la cote 50 mètres -secteur de la Ferté-St-Aubin-, ce second creux structural est moins déprimé, mais beaucoup plus long. Il dessine une sorte de large gouttière, allant d'une extrémité à l'autre de la Sologne, sur près de 80 kilomètres. Considérée dans son ensemble, la topographie fossilisée n'offre pas de formes géométriques nettes. L. RASPLUS parle de "cuvette au fond bosselé". Le mur des "Sables de Sologne" rappelle, en tout point, celui des sédiments brennoux. Il n'y a pourtant, à mon avis, pas d'autre explication plausible de la forme en creux que l'origine tectonique directe. La position de L. RASPLUS sur ce sujet est assez difficile à établir [1978, pp. 234 et 235]. D'une part il a évoqué des phénomènes locaux d'érosion, en citant G. DENIZOT, mais a signalé aussi les observations de J. J. MACAIRE sur la relative continuité de la sédimentation entre l'Aquitainien et le Burdigalien dans toute la partie occidentale de la Sologne ; d'autre part il a déclaré "difficile d'assimiler uniquement la surface antéburdigalienne à une surface de fin de sédimentation déformée par le rejeu des structures tectoniques" tout en reconnaissant que "des déformations d'ensemble ont affecté le mur du Burdigalien postérieurement au dépôt des sables et des argiles" ! Bref il a adopté une attitude très "normande" qui ne me paraît pas correspondre aux possibilités d'analyse offertes par le terrain. Les probabilités d'une reprise d'érosion digne de ce nom sur l'emplacement de l'ancien ombilic aquitainien doivent être jugées nulles, à la fois pour des raisons d'ordre structural -absence de soulèvement au-dessus du niveau de base- et chronologique -période très courte puisqu'il y a eu dans certains secteurs continuité de sédimentation-. La persistance des principaux traits du canevas structural -la figure 92 A montre comment les accidents aquitaniens ont persisté au Burdigalien, à la seule exception de la fosse de Salbris, qui a succédé à un anticlinal aquitainien- ne laisse pas de doute sur la responsabilité des mouvements du sol dans la morphologie présente de la cuvette sédimentaire. Les déformations ont joué au fur et à mesure de l'arrivée des altérites, donnant l'illusion d'accidents post-sédimentaires ; des phénomènes de ce dernier type se sont toutefois bel et bien réalisés, en particulier du côté du Sancerrois où un soulèvement postérieur à l'essentiel du dépôt des "Sables de Sologne" est certain. La leçon à tirer de la topographie infrasédimentaire, révélée par les nombreux sondages ayant recoupé la fosse de Sologne, est d'une importance extrême : on parvient, grâce à son exemple, à cerner la formidable complexité de détail de la trame tectonique, même dans une région où plusieurs milliers de mètres de sédiments amortissent pourtant les contraintes venues de la profondeur. On est loin des stéréotypes des déformations cassantes ou souples habituellement retenus par les géographes et beaucoup de géologues, stéréotypes établis à travers l'étude d'accidents comme les grandes failles tardihercyniennes du socle ou les plis de l'avant-pays

alpin dans la couverture sédimentaire, phénomènes inscrits à une échelle supérieure et dans des contextes structuraux différents.

Les dépôts accumulés au sein de la cuvette solonote représentent des alluvions fluviales fines déposées "dans une sorte de delta intra-continental" [L. RASPLUS, 1978, p. 313]. En dehors des horizons les plus superficiels qualifiés de "cailloutis culminants" par G. DENIZOT [1927], et de certains faciès de bordure placés à proximité des terrains crétacés riches en silex, la granulométrie du matériel ne dépasse pas la taille des petits graviers : des "lentilles de sables très grossiers, grossiers ou moyens, ... assez mal classés" [L. RASPLUS, 1978, p. 298] alternent avec des "lentilles argileuses souvent très pures aussi bien en profondeur qu'à l'affleurement" [p. 312]. L. RASPLUS a déterminé les caractères sédimentologiques des différentes fractions en ayant recours à de très nombreuses analyses. Les sables contiennent avec des grains de quartz souvent grossiers -"quartz gros sel"- jusqu'à 25 % de feldspaths essentiellement potassiques. Les minéraux lourds forment un cortège dominé par la tourmaline -40 %-, devant le zircon -19 %-, l'andalousite -17 %-, la staurotide -15 %-, les oxydes de titane -4 %-, la sillimanite -2 %- et le disthène -1 %-. Les argiles changent de bas en haut de la série. Alors que les minéraux micacés varient peu et sont toujours largement dominés -5 à 20 %-, les smectites l'emportent dans les niveaux inférieurs, avant d'être remplacées par la kaolinite au sommet des sondages. D'une façon constante, on observe toutefois une bonne représentation des smectites dans les niveaux fins et de la kaolinite dans les lentilles sableuses.

En fonction du cortège des minéraux lourds et de l'organisation d'ensemble des dépôts, L. RASPLUS a conclu à un apport des alluvions par un fleuve venu du Massif Central et qui aurait débouché dans la cuvette au niveau de la vallée du Cher actuelle. L'absence d'espèces minérales volcaniques lui est apparue être l'indice le plus sûr pour déduire que le bassin-versant de ce cours d'eau ne comprenait pas l'Auvergne où le volcanisme se serait manifesté "dès le Stampien". Sans qu'il l'ait précisé, on peut aussi penser que son opinion a été influencée par la domination de la tourmaline, très abondante en Limousin. L. RASPLUS n'a pas cependant envisagé que des venues directes à partir du socle : "une autre partie du dépôt, plus faible, peut provenir, surtout sur les bordures orientale et occidentale, des faciès crétacés altérés comme l'attestent les fragments de silex, le cortège de minéraux lourds beaucoup plus riche en andalousite, ... ou la présence de forts pourcentages de grains émoussés-luisants" [p. 311]. Le paléogéographe préoccupé par l'évolution morphologique du Massif Central se doit de répondre avec le maximum de précision à la question de l'origine des matériaux. L'ensemble de l'accumulation pouvant être estimé à un peu moins de 200 km³, il faut déterminer, dans ce total, la part à attribuer aux altérites issues directement du socle.

Une observation attentive de la situation conduit à supposer une origine triple aux alluvions de Sologne (fig. 92 B).

- Le Massif Armoricaire a sûrement contribué pour un volume non négligeable au remblaiement ; il existe des preuves tangibles pour l'inclure dans la zone d'alimentation. Les différences dans le stock des minéraux lourds entre les "Sables et Argiles de l'Orléanais", limités à la partie nord-ouest de la cuvette et les "Sables et Argiles de Sologne", au sens strict, en fournissent la démonstration. Les sensibles augmentations de la participation du disthène -avec 4 %, ce minéral ayant déjà été évoqué pour son origine armoricaine possible dans les sables albiens, voir page 245- et surtout du grenat -3 %-apportent sans possibilité d'erreur la preuve d'une source occidentale.

- Des remaniements à partir des terrains sédimentaires déposés à la périphérie de la cuvette ne peuvent pas, non plus, faire de doute. Il est inutile de rappeler à nouveau les observations effectuées par L. RASPLUS. Les argiles smectitiques, abondantes à la base de l'accumulation, peuvent être en partie héritées de sols développés sur roches carbonatées. La domination des minéraux lourds ubiquistes résistants, de la tourmaline notamment, est par ailleurs révélatrice. L'origine d'une partie des grenats et du disthène par reprise dans le stock de sables armoricains crétacés ou paléogènes est possible.

- On doit, enfin, songer aussi à une provenance effective du Massif Central. Le problème se pose, cependant, de savoir si cette participation a été entièrement directe, avec l'arrivée d'altérites formées et mobilisées au Néogène, ou si une partie ne peut pas être un simple nettoyage de sédiments du Paléogène supérieur, déposés dans un premier temps sur les marges septentrionales du Massif. A ma connaissance, l'hypothèse n'en a jamais été formulée, elle possède pourtant des bases sédimentologiques : le principal argument repose sur le rapport qui existe dans les minéraux lourds du métamorphisme de Sologne entre les espèces relativement fragiles -disthène, sillimanite, grenat- et le couple de minéraux résistants, staurotide, andalousite. D'une valeur toujours inférieure à 0,1, ce rapport me semble interdire de reconnaître, quelle qu'elle ait été l'étendue des bassins-versants à l'époque, un approvisionnement direct en altérite. On pourrait mettre ce phénomène sur le compte de l'éloignement du lieu de formation des altérites, la longueur du transport étant responsable de la disparition des minéraux fragiles. Il serait alors très difficile de comprendre les proportions de feldspaths présents. En effet, si l'on considère, par exemple, les alluvions actuelles des grands cours d'eau du bassin de Paris méridional, Loire et Cher, on constate que les pourcentages de feldspaths y sont plutôt légèrement inférieurs -15 à 20 %- à ceux reconnus dans les sables de Sologne pour des rapports entre les minéraux lourds du métamorphisme beaucoup plus équilibrés situés entre 0,5 et 1 -voir à ce sujet les chiffres obtenus par J. J. MACAIRE, 1981-. Les conditions d'altération étaient évidemment différentes au Néogène supérieur, elles ne l'étaient à mon avis pas au point de bouleverser les résultats -voir page 529 et suivantes-. J'aurai tendance à penser que la disparition d'une bonne partie des espèces fragiles s'explique d'abord par un processus de double mobilisation : les arrivées du Massif Central, comme

celles prélevées dans le bassin sédimentaire, correspondant au remaniement d'une ancienne couverture alluviale. Dans la mesure où les apports venus du socle ont bien été amenés par un ancêtre du Cher, il pourrait s'agir de matériaux déposés à proximité du "Sillon Houiller", sorte de pendant septentrional au "chenal" développé entre Aurillac et St-Gervais-d'Auvergne. On ne dispose néanmoins d'aucune assurance sur leur origine ; la seule certitude est que, de toute manière, les volumes représentés par ces altérites massif-centraliennes n'ont pas dû être considérables. Sur une masse de 200 km³, il me semble logique, à titre d'évaluation approximative, d'en attribuer le cinquième à une origine armoricaine -apports surtout importants dans la moitié septentrionale de la cuvette pour la partie basale de la formation-, le tiers à des remaniements d'altérites déjà parvenues dans le Bassin Parisien, un petit quart à des reprises d'alluvions déposées au Paléogène sur le socle, et seulement le reste, soit à nouveau le cinquième, aux effets de l'érosion néogène sur le Massif Central. Au total, tout le domaine drainé en direction de la cuvette de Sologne aurait perdu moins d'une centaine de kilomètres cubes d'altérites. Il reste toutefois à déterminer avec le maximum de précision possible la période au cours de laquelle la morphogénèse corrélative des dépôts de Sologne s'est produite.

Depuis le 19^{ème} siècle, les "Sables et Argiles de Sologne" au sens strict sont datés du Néogène inférieur, en apparence bien calés entre les "Sables et Argiles de l'Orléanais" dont l'âge burdigalien inférieur est assuré par une riche faune de Mammifères et les Faluns de Touraine, leurs équivalents latéraux, pour lesquels un âge "helvétien" paraissait tout aussi solidement acquis. Il existait bien des variantes d'un auteur à l'autre -H. DOUVILLE penchant pour une sédimentation au Burdigalien supérieur en raison d'une superposition locale des Faluns aux sables de Sologne [1880], G. DENIZOT concluant, pour sa part, à un âge burdigalien supérieur ou "helvétien" [1927]-, mais aucune contestation fondamentale de cette fourchette chronologique n'était intervenue. Des découvertes très récentes ont pourtant révélé une situation nettement plus complexe que ne le pensaient les auteurs classiques. Je résumerai ainsi les nouvelles observations.

- Déposés le plus souvent sans discordance évidente par-dessus les terrains aquitaniens, les horizons inférieurs des "Sables et Argiles de l'Orléanais" ont une date de sédimentation fixée par les faunes -zone MN 3- de Chitenay et de Chilleux-aux-Bois, postérieures à celle de Selles-sur-Cher.

- C'est à la même époque que s'accumulent un peu plus à l'Ouest, en Touraine occidentale et en Anjou septentrional, les premiers dépôts saumâtres et marins qui marquent le début de la transgression miocène et annoncent la formation du "golfe des Faluns" -région de Savigné et de Noyant-.

- Les séries continentales de l'Orléanais, au sens strict, se sont déposées au moins jusqu'à l'aube du Miocène moyen. Les sables de Beaugency ont livré des restes d'un cervidé -*Dicroceros elegans parviceros*- dont la migration en Europe occidentale ne semble s'être effectuée qu'à partir de la zone MN 5 -Langhien en terme d'étage marin-, c'est-à-dire au niveau de la faune de Mammifères des Faluns de Pontlevoy [L. GINSBURG, 1974].

- Pendant longtemps, on a considéré que les Faluns les plus récents, au minimum contemporains de la fin de l'accumulation de Sologne, correspondaient en Touraine et en Anjou au début de l'"Helvétien". On refusait de prendre en considération la découverte, en Anjou, de dents d'*Hipparion*, associées à de petites poches d'érosion post-"helvétienne" [S. DURAND, 1960, p. 182, mais aussi L. GINSBURG, 1964]. On détient désormais l'assurance que la sédimentation falunienne s'est effectivement poursuivie, au moins jusqu'au Vallésien, dans la région de Doué-la-Fontaine [L. GINSBURG *et alii*, 1980]. Il paraît du reste nécessaire de signaler que des sables coquilliers encore plus récents sont connus depuis longtemps dans certains secteurs de l'Anjou et, surtout, en Bretagne. C'est à G. DOLLFUS [1900] que l'on doit la proposition de créer un étage "Redonien", du nom romain de Rennes. Rattaché primitivement au Miocène supérieur, l'étage a eu une position très discutée en fonction de son contenu paléontologique. Pour beaucoup d'auteurs, il serait l'équivalent strict des terrains mis en place sur le pourtour de la Méditerranée par la transgression pliocène. Les études les plus récentes conduisent à admettre que la sédimentation redonienne s'est poursuivie depuis le Miocène supérieur, "Redonien archaïque", jusqu'à l'aube du Quaternaire, "Redonien froid" [A. LAURIAT-RAGE, 1978], le schéma de l'évolution eustatique de la Méditerranée n'étant pas valable sur la façade atlantique de notre pays.

On pourrait croire ces dernières remarques très éloignées du sujet qui nous préoccupe pour l'instant, à savoir l'âge des "Sables et Argiles de Sologne" ; nous nous trouvons en fait au coeur du problème. Parce que l'on sait que la base du matériel est contemporaine des sables du Burdigalien inférieur de l'Orléanais, les deux questions en suspens sont celles de la position stratigraphique du toit de la série et celle du rythme de la sédimentation. L'étude de la fraction lourde des sables acides des Faluns ayant montré une alimentation directe par les rivières armoricaines et leur redistribution par les courants marins [J. TOURENG *et alii*, 1971], il paraît ne pas y avoir eu, ni à cette époque, ni plus tard, d'arrivées massives capables d'avoir amené jusqu'au niveau de base atlantique des alluvions issues du Massif Central. Cette constatation n'interdit pas de penser qu'en arrière du golfe tourangeau, l'accumulation par remaniement d'altérites à courte, moyenne ou longue distance s'est poursuivie, avec peut-être un écoulement vers la Manche des eaux et du matériel qui n'étaient pas retenus dans la cuvette de Sologne -"Sables de Lozère" les plus anciens ?-. Dans tous les cas, il apparaît que les Faluns, avec une situation chronologique déjà beaucoup moins précise qu'on ne l'admettait auparavant, ne peuvent plus servir à placer la fin du remblaiement solognot dès l'"Helvétien".

J. J. CHATEAUNEUF a reconnu dans les argiles supérieures de la région de Nançay [C. CAVELIER, 1980, p. 423] une microflore caractérisée par "une proportion importante de Pinacées -70 %- associées à des Juglandacées, des Nyssacées et des Oenotheracées" ; ce cortège a été rangé dans le Miocène "supérieur". C'est une première base paléontologique pour affirmer un phénomène bien marqué dans la

sédimentologie. Les niveaux supérieurs de Sologne, "cailloutis culminants" ou cailloutis "préligériens", traduisent une véritable rupture granulométrique et achèvent de donner à l'ensemble de la série une évolution négative ; or, leur apparition coïncide avec d'importantes modifications au sein des minéraux lourds : brusque augmentation des teneurs en magnétite, puis arrivée des premières espèces volcaniques, pyroxènes et olivine. On peut difficilement douter qu'il s'agisse là d'événements liés à la crise "pliocène" : apparition de pentes nouvelles à l'intérieur même du bassin de Paris et manifestations volcaniques -voir la section B du présent chapitre-. Si l'hypothèse est bien exacte, on obtiendrait ainsi confirmation du dépôt de la partie supérieure des sédiments longtemps après l'"Helvétien".

En résumé, les "Sables et Argiles de Sologne" ont toutes les caractéristiques de matériaux accumulés pendant une longue période -au moins tout le Miocène- dans le principal piège structural du Bassin Parisien ayant fonctionné au Néogène. C'est selon un rythme variable que sont venues s'entasser des alluvions drainées d'un secteur très étendu, incluant des portions de socle à l'Ouest et au Sud. Sur la foi de rapprochements rapides, effectués par les géologues du début du siècle, entre sables fluviaux feldspathiques auvergnats, sables du Bourbonnais et sables de Sologne, l'idée fautive d'une alimentation principalement méridionale est née. La domination des zircons à de très rares exceptions près, dans la fraction lourde des sables auvergnats montre sans ambiguïté l'erreur commise. En envisageant une arrivée du matériel par le Cher, L. RASPLUS n'a rétabli qu'une part de la vérité, puisque les alluvions de ce cours d'eau dans le bassin de Montluçon restent dominées par le zircon [A. LESVIGNES, 1981]. Il n'est pas à mon avis possible de comprendre le cortège minéralogique de la formation de Sologne sans admettre la réalité des apports armoricains et, surtout, le remaniement de matériaux détritiques crétacés ou tertiaires.

Les "Sables et Argiles" de Sologne ne sont pas les seules formations néogènes du Sud du Bassin Parisien. Tout autour de la cuvette, en direction du Massif Armoricain comme du Massif Central, de nombreux placages résiduels jalonnent de plus ou moins près le tracé des grandes artères du réseau hydrographique. Certains auteurs ont voulu associer ces dépôts à des épisodes précis de l'évolution géomorphologique. C. PASSERAT [1909] s'est particulièrement distingué dans un courant de pensée qui compte de nombreux adeptes chez les géographes contemporains -J. C. YVARD, 1968 ; C. KLEIN, 1973-. Selon eux, ces traînées alluviales assureraient le lien entre les accumulations détritiques parvenues à proximité du niveau de base -Sologne, Faluns- et les secteurs soumis à une sensible regradation, entre autres le Nord du Massif Central. Il importe, pour parvenir à établir un bilan, d'examiner leur point de vue. La présence d'une fraction sableuse acide au sein des Faluns est indiscutable ; nous avons vu comment son étude avait permis de reconnaître l'origine armoricaine de la plus grande partie des sables. Il convient de noter aussi l'existence, discrète mais bien réelle, d'une fraction caillouteuse. Le gisement de Pauvrely montre, par exemple, de nombreux galets de silex, quelques quartz, mêlés aux fragments de coquilles. Doit-on cependant admettre, en fonction de cette granulométrie grossière, l'existence de "fleuves" capables d'avoir entraîné jusqu'à la mer des alluvions d'une certaine taille ? C'est à peu de chose près le choix opéré par C. KLEIN [1973, p. 571], qui a, dans un contexte différent, suivi un raisonnement proche de celui que j'ai critiqué plus haut -voir page 285- à propos de l'expression "piémonts alluviaux", employée pour qualifier les alluvions ilerdiennes. Il ne me semble personnellement pas possible d'accorder la moindre signification à des matériaux qui ont pu être remaniés presque sur place par la mer ou les rivières. En conséquence, la réalité d'une fraction acide dans les Faluns ne saurait être considérée comme un indice d'activité morphogénique à l'amont, ou comme l'assurance de l'âge miocène des nombreux terrains de transport qui occupent les plateaux en bordure des principaux axes hydrographiques. L. RASPLUS [1978, pp. 339-340] et J. J. MACAIRE [1981, pp. 199-200] ont cité plusieurs arguments solides pour attribuer l'essentiel des matériaux en question au Néogène supérieur -voir pages 508 à 510-. J'admettrai bien volontiers que certains d'entre eux, avant d'être à nouveau déplacés puis de s'immobiliser définitivement sous l'effet du creusement des vallées au Pliocène ou au Quaternaire, étaient parvenus sur les marges du socle dès le Miocène. Faute de les distinguer du stock plio-quaternaire -sans parler d'opérer un tri entre les alluvions du Miocène inférieur et moyen et celles du Miocène supérieur-, il est impossible d'estimer leur volume avec précision.

Fidèle à l'engagement pris de fournir des données chiffrées, je me risquerai à évaluer au maximum à une centaine de kilomètres cubes les volumes d'altérites perdues par le substratum hercynien du Massif Central sur le versant parisien, entre l'Aquitainien et le Tortonien moyen. Ce chiffre est supérieur de plus de moitié à celui avancé comme participation à la seule cuvette de Sologne. Il concerne l'ensemble des matériaux prélevés directement sur le socle, les remaniements éventuels de la couverture sédimentaire tertiaire étant exclus.

b - LES APPORTS DANS LA MER ALPINE :

Les eaux marines de la Téthys ont franchi le seuil pyrénéo-varois, pour la première fois, au tout début de l'Aquitainien (fig. 93). Durant cette période, la mer pénétrait peu sur l'espace continental actuel, si ce n'est à l'intérieur de petits golfes dont le plus important atteignait Arles. La véritable transgression péri-alpine ne s'est produite qu'au Burdigalien, mais elle a progressé alors très rapidement vers le Nord à la rencontre de son symétrique : la Paratéthys viennoise. A l'époque, seule la partie inférieure du couloir rhodanien était occupée par un bras de mer ; celui-ci bifurquait vers le Nord-Est à la latitude de Valence, pour gagner la Suisse à travers le Vercors et la Chartreuse. C'est uniquement à l'"Helvétien" que la mer s'est étendue peu à peu en direction de la région lyonnaise, pénétrant en Bresse à la fin du Serravallien (fig. 93) ; la sédimentation

molassique déposée au contact de la bordure orientale du Massif Central appartient donc à la seconde moitié du Miocène.

G. DEMARCO [1962] et G. LATREILLE [1969] ont entrepris respectivement l'étude stratigraphique et sédimentologique des formations miocènes de la vallée du Rhône. Malgré sa délimitation plus étroite, puisqu'il concerne de façon exclusive le Bas-Dauphiné, le travail de G. LATREILLE est naturellement le plus précieux pour les problèmes de paléogéographie ayant trait au socle. En analysant en détail les cortèges de minéraux lourds des sables miocènes, G. LATREILLE est parvenue à démontrer ce que l'organisation et la granulométrie des dépôts conduisaient déjà à soupçonner, c'est-à-dire l'écrasante prédominance des apports orientaux, parfaitement caractérisés par leur cortège d'espèces propres au métamorphisme de basse pression : grenat, épidote et glaucophane. Impossibles à déceler lorsqu'on s'éloigne de seulement deux ou trois kilomètres du socle -exceptionnellement plus-, des venues détritiques grossières d'origine massif-centralienne accompagnent les matériaux alpins. Nous avons vu, au Livre I, comment P. MANDIER avait utilisé des jalons qu'il a situés de manière continue de "Tain-l'Hermitage à la région lyonnaise" [1984, p. 112] et sur une largeur "de dix à douze kilomètres" [p. 312]. M'étant étonné de ces chiffres précédemment -voir pages 122 et 123- je ne poursuivrai pas la discussion -voir la représentation graphique des deux points de vue sur la fig. 93- et me contenterai de livrer mes propres observations.

Etablir la signification géomorphologique des venues occidentales dans l'"Helvétien" est une tâche doublement délicate ; elle passe par un cubage des terrains qui ont été concernés par le phénomène, puis par une réflexion sur l'importance réelle et l'origine exacte du matériel en provenance du socle.

Si exceptionnellement, à la hauteur de la basse vallée de l'Herbasse, des "sables granitiques" forment de minces niveaux visibles jusqu'à une dizaine de kilomètres du socle, les affleurements se limitent, le plus souvent, à une zone inférieure à cinq kilomètres. On constate même, au fur et à mesure que l'on va vers le Nord, une diminution sensible de l'extension des venues détritiques qui disparaissent à partir de Vienne. On doit d'ailleurs se demander dans quelle mesure il existe véritablement une continuité entre tous les jalons. Très nombreux sur les pentes qui dominent St-Barthélémy-de-Vals, les sables granitiques se font nettement plus discrets un peu plus au Sud, dans le bassin-versant de la Bouterne. Cette observation m'a conduit à suivre G. LATREILLE dans son idée de simples venues locales (fig. 93). N'ayant pas étudié les sondages, je dois admettre que mon approche de la question est incomplète. J'ignore d'ailleurs si des données précises, susceptibles d'éclairer le débat existent actuellement. Une étude systématique, basée sur un réseau de sondages suffisamment dense, est seule capable de lever les incertitudes. En utilisant les chiffres cités par P. MANDIER sur l'épaisseur moyenne de la série concernée par les apports massif-centraliens, soit cent trente mètres, je me risquerai cependant à une estimation du volume maximal présent. On obtient un total de 65 km³ en supposant les affleurements continus depuis la confluence de l'Eyrieux jusqu'à Pierre-Bénite sur une largeur de 5 kilomètres, ce qui, encore une fois, dépasse mon opinion. Mais je diviserai ce chiffre par deux pour tenir compte des niveaux fins d'origine alpine interstratifiés avec les sables grossiers. C'est donc un volume à peine supérieur à une trentaine de kilomètres cubes qui correspondrait au matériel d'origine occidentale apparente déposé dans l'"Helvétien".

Le deuxième problème consiste à établir la part qui revient aux effets d'une regradation d'âge miocène à l'intérieur de la masse des "Sables granitiques". G. LATREILLE a d'abord montré, à l'aide d'exemples pris dans la région de Clérieux, que des mélanges entre sables grossiers et sables fins, bien soulignés par des courbes granulométriques bimodales [1969, fig. 30 et 31], s'étaient produits, avec des rapports variant de 1 à 7 au profit des uns ou des autres -certaines lentilles contiennent effectivement plus de 70 % de sables "granitiques", d'autres ont subi un simple "maquillage" avec moins de 10 % !-. Elle a ensuite indiqué que le cortège de minéraux lourds, étudié par obligation dans la fraction fine du matériel, était toujours, comme on pouvait s'y attendre à partir des remarques précédentes, d'origine alpine [1969, pp. 102 à 105]. Avec logique, elle a conclu à l'effacement des espèces caractéristiques du socle, non par absence totale, mais en raison de leur entraînement et de leur dispersion au sein du matériel venu des Alpes [p. 102]. L'impossibilité de mettre en évidence une augmentation sensible, même locale, des venues directes de minéraux lourds massif-centraliens, en dehors d'un très faible accroissement des ubiquistes résistants et des silicates de métamorphisme, n'en est pas moins troublante. Elle appelle une explication qui fait, à mon avis, intervenir la provenance précise des matériaux "granitiques". Formés en général de galets cristallins modérément altérés -le pourcentage des galets siliceux peut atteindre cependant parfois un pourcentage notable-, les apports occidentaux ont une fraction caillouteuse qui s'oppose à une fraction sableuse nettement plus évoluée : les feldspaths représentent seulement 5 à 10 % du total. La différence par rapport aux "Sables de Sologne" est frappante, mais elle est, tout compte fait, moins spectaculaire que l'augmentation à la fois en pourcentage -5 à 20 %- et en valeur relative -le rapport quartz-feldspath tombe de 10 à 4- des feldspaths dans les sables marins d'origine alpine -chiffres établis par G. LATREILLE [1969, pp. 96 et 111]-.

P. MANDIER a fourni de ces phénomènes une explication détaillée en liaison directe avec son interprétation morphologique [1984, pp. 117-118 et 121-122]. Critiquant la position adoptée par G. DEMARCO et G. LATREILLE, pour qui la formidable inégalité entre matériaux alpins et massif-centraliens s'explique avant tout par une absence de relief à l'Ouest, il a conclu au contraire à la présence d'un arrière-pays "montagnard aux pentes raides", seul capable de rendre compte de l'apport de galets cristallins atteignant de façon courante les dix centimètres de grand axe [p. 122]. Il a attribué le mélange de ces galets sains et des sables pauvres en feldspath à la présence entre les reliefs et le niveau de base marin d'un "compartiment assez bas, à faible

topographie". Bref, il a décrit un paysage ayant acquis ses principaux traits actuels. Comme cette hypothèse me paraît hautement improbable et parce que je partage l'opinion des géologues lyonnais, il me faut, à mon tour, effectuer quelques observations.

Il est inutile de revenir sur les difficultés soulevées par la circulation de matériaux grossiers à travers une plaine presque parfaite, sur une distance supérieure à une dizaine de kilomètres -voir page 126-. L'étude des fossés paléogènes, avec une disparition rapide des fragments de roches cristallines dans les séries conglomératiques a, du reste, fourni une base concrète aux remarques du Livre premier ; elle permet selon moi de parfaitement comprendre le curieux mélange entre galets sains et sables épuisés. Après l'analyse de la sédimentation oligocène, on ne peut pas être surpris par un phénomène assez classique dans les faciès bordiers des cuvettes. Les remaniements de matériaux anciens -les terrains éocènes dans le cas présent- et les arrivées d'alluvions évoluées d'un arrière-pays plat ont alimenté la fraction sableuse grossière, pauvre en minéraux lourds, fixée sur le littoral. L'attaque de talus de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de haut, véritables petites falaises liées au jeu de la tectonique négative sur les marges du bassin molassique, a approvisionné les plages en galets. L'usure du matériel caillouteux relève bien de ces processus [G. LATREILLE, 1969, pp. 99-100]. Une fourniture sur place de ces galets explique d'ailleurs de façon beaucoup plus logique la taille parfois très importante des éléments -"jusqu'à vingt centimètres" selon P. MANDIER lui-même [1984, p. 122]-.

Les sables "granitiques" du Bas-Dauphiné constituent en définitive une sorte de "maquillage" local de la molasse alpine. Leur répartition exacte a d'abord été influencée par de faibles mouvements du sol en bordure de l'aire de subsidence molassique. Des rejeux de faille ou de flexure, sans commune mesure avec les événements paléogènes, ont mis à la disposition des courants littoraux "helvétiques" fragments de roche saine et anciens sédiments. Des arrivées d'alluvions issues de l'arrière-pays ont pu se mélanger à ce matériel au niveau de l'embouchure de quelques fleuves -région de Clérieux ?- ; elles représentent pour moi, comme je l'ai déjà dit, au grand maximum la moitié du total recensé. Si l'on considère les différentes restrictions évoquées dans ce paragraphe -en particulier le mélange avec une fraction fine alpine et les remaniements de matériel paléogène-, je crois d'une part que l'on doit ramener à une vingtaine de kilomètres cubes au grand maximum l'importance réelle des reprises directes sur le socle, d'autre part que sur ces 20 km³, une dizaine a pu être prélevée dans le secteur littoral -soit une ablation d'une tranche de terrain moyenne d'une quarantaine de mètres de haut sur deux kilomètres de large- alors qu'une autre dizaine seulement venait de l'usure de l'arrière-pays. C'est, bien évidemment, très peu. Il convient toutefois d'observer que ce chiffre s'applique à un espace et une période limités ; il ne concerne pas une analyse valable à l'échelle du Miocène inférieur et moyen pour toute la bordure orientale du Massif. La faible morphogénèse qu'il implique s'harmonise parfaitement avec tout ce qui a été dit auparavant ; elle est au contraire incompatible avec l'interprétation suggérée par P. MANDIER. Une escarpe orientale du socle, qui aurait acquis dès le début du Serravallien la plus grande partie de son altitude relative au-dessus du couloir rhodanien, aurait libéré, selon moi, une masse bien supérieure d'altérites. P. MANDIER a cru indispensable d'avoir recours à l'explication d'un fort soulèvement, avec ligne de partage des eaux proche du bassin molassique, pour rendre compte à la fois des arrivées grossières du Massif Central, en dehors d'une crise d'origine climatique et de leur relative modestie, en comparaison des volumes venus des Alpes [1984, p. 121]. Ce raisonnement est cohérent sur le plan de la dynamique. Il était indispensable à son auteur de reconnaître la présence de reliefs et de pentes propres à justifier le rôle de chasse d'eau périodique joué par les cours d'eau, responsables du transport de fragments de roche jusqu'à la mer à travers des plaines littorales. Il ne l'est pas sur le plan de la morphogénèse. Si l'on considère la faible quantité des apports alluviaux qui sont parvenus sur un rivage lui-même d'une grande planéité, de véritables deltas, s'avancant largement dans la molasse alpine, auraient dû s'édifier. Il m'apparaît surtout que, dans le cadre d'une telle hypothèse, il devient impossible de rendre compte de la disparition des venues massif-centraliennes dans les couches du Tortonien moyen. Constatant la raréfaction des "sables granitiques" pendant cette période, P. MANDIER a supposé qu'une augmentation de l'humidité, bien traduite par un brutal accroissement des espèces hygrophiles -Taxodiacees et Cupressacees- et une modification des faunes de Gastéropodes, aurait permis la colonisation des pentes du compartiment "montagnard" car, a-t-il cru bon d'ajouter, une érosion ayant "éliminé brutalement tout relief serait totalement invraisemblable" [1984, pp. 121 à 123]. Mon point de vue est diamétralement opposé. En me plaçant dans son hypothèse topographique et bioclimatique, j'admettrai, pour une transformation vraiment très notable des conditions morphogéniques, une diminution des alluvions grossières, mais en corollaire une augmentation des produits fins. Les arrivées d'eau et d'argile plus importantes dans la mer auraient dû être accompagnées par un dépôt massif des boues, donc par la poursuite de la construction des deltas. Au-delà de cette première remarque, il me semble nécessaire de contester la logique de l'interprétation climatique de P. MANDIER, et cela en m'appuyant sur les faits qu'il a lui-même cités. Il a parlé de "légères variations" du climat capables de provoquer un déséquilibre dans la végétation de type tropical. L'intervention effective de phénomènes de ce type est incontestable dans certaines régions de l'Afrique au Quaternaire ; la projection de tels processus au Miocène me paraît pourtant aussi aléatoire que pour les autres périodes de l'histoire alpine. Il aurait été de toute façon indispensable de démontrer la réalité de ces événements par des modifications de forte ampleur du couvert végétal, modifications seules capables de transformer les conditions de la morphogénèse. Il va sans dire qu'une simple augmentation de certaines espèces végétales hygrophiles, et conjointement de Gastéropodes de milieu humide, est très insuffisante. Mieux, je crois que ces changements modestes, introduits au niveau des biotopes locaux, sont beaucoup plus faciles à expliquer dans un paysage topographique très plat, où de vastes zones marécageuses pouvaient apparaître pour des variations infimes de l'humidité atmosphérique, que dans un contexte "montagnard". Il ne fait en conséquence aucun doute pour moi, comme le pensaient déjà G. DEMARCQ et G. LATREILLE, que la forte réduction des apports granitiques dans la molasse

du Tortonien moyen est le simple résultat d'un effacement des reliefs littoraux, à la suite d'une pause tectonique. Ils ont repris au Tortonien supérieur avec le début de la grande crise "pliocène", responsable de l'apparition de la topographie actuelle.

Au Nord du Bas-Dauphiné, la mer de la Molasse s'est insinuée en un golfe profond entre le Massif Central et le Jura (fig. 93). Elle a recouvert près de la moitié du couloir de la Saône : les sondages recourent encore dix mètres de dépôts marins à la latitude de Lons-le-Saulnier. L'arrivée des eaux a été très tardive ; elle date de la fin du Serravallien. Les argiles de décalcification rencontrées au toit des calcaires aquitaniens, sous la molasse, résultent de la longue évolution subaérienne connue par la surface d'accumulation paléogène pendant la première moitié du Miocène [A. LEFAVRAIS-RAYMOND, 1962].

L'épisode marin a été relativement bref en Bresse, puisqu'une couche d'argiles marneuses continentales, épaisse de plus de cent mètres, a recouvert la molasse à la suite d'une brutale régression. L'époque du dépôt de ce matériel a pu être précisée de façon récente : après avoir livré plusieurs grands Mammifères du Tortonien au sens large -*Dicerorhinus*, *Miotragocerus*, *Hipparion*-, les marnes viennent de fournir, dans la vallée de l'Ain, de très nombreux restes de Rongeurs qui ont permis à P. MEIN de dater la sédimentation du Turolien inférieur [G. FARJANEL et P. MEIN, 1984].

L'étude sédimentologique des faciès marins et continentaux du Miocène bressan a donné lieu à des publications ponctuelles [S. DUPLAIX *et alii*, 1965 - G. LATREILLE et H. MEON-VILAIN, 1966] ; elle n'a pas encore, à ma connaissance, fait l'objet d'une étude systématique. Les renseignements dont on dispose à l'heure actuelle font état de deux sources possibles pour le matériel détritique. Les sables fins marins ont un cortège classique de minéraux lourds "alpains", avec une large domination de l'épidote et du grenat. Les séries continentales révèlent une représentation tout aussi importante des minéraux ubiquistes -tourmaline, zircon, oxydes de titane- associés à la staurotide. On retrouve là le cortège des terrains paléogènes de la Bresse, eux-mêmes rigoureusement semblables à ceux du Crétacé. Les remaniements paraissent avoir joué une fois de plus un rôle essentiel ; aucun apport de matériaux frais en provenance du socle n'a été jusqu'ici mis en évidence. On ne doit pas évidemment conclure à leur inexistence tant que l'inventaire des niveaux intercalés entre la surface d'accumulation paléogène et la base des terrains pliocène n'est pas terminé. Une chose reste malgré tout certaine : les bassins-versants des cours d'eau qui confluaient vers la dépression bressane devaient être inscrits pour partie au moins sur le socle. Il y a donc bien eu des apports alluviaux depuis le Massif Central. Leur faible quantité, leur finesse et leur degré d'évolution -dans la mesure où des arrivées directes pourraient s'être mélangées avec le matériel remanié- plaident en faveur d'une topographie basse et d'une morphogenèse lente. On ne possède dans ce secteur aucune donnée pour avancer une estimation chiffrée.

c - LE MATERIEL VENU DU SOCLE EN LANGUEDOC :

Au Sud du Massif Central, les mouvements de la mer se sont trouvés décalés par rapport à ceux du couloir séquano-rhodanien : transgression et régression ont eu lieu plus tôt.

Il est assez important de noter qu'en plusieurs endroits, sur l'emplacement des fossés paléogènes, il y a eu continuité de sédimentation, ou presque, entre les couches continentales et marines. Si un hiatus existe dans le fossé de Sommières, cela n'est pas le cas dans la région marseillaise où les premières assises marines sont interstratifiées dans la formation conglomératique, pour l'essentiel "oligocène", du Rouet, ni dans le bassin du Bas-Rhône -étude sur sondages [A. BONNET *et alii*, 1952]- ; il en est de même, semble-t-il, en Narbonnais et dans l'Hérault.

A proximité de Béziers, les calcaires lacustres de Nissan, d'âge oligocène supérieur, sont recouverts par des conglomérats -poudingues de Moussan-, puis des marnes qui ont livré une faune de Rongeurs, située "à cheval" sur les zones de Paulhac -MN 1- et de Montaigu-le-Blin -MN 2- [J. P. AGUILAR, 1982]. Des calcaires marno-sableux marins leur succèdent ; ils annoncent la molasse du Burdigalien et du Serravallien. Celle-ci est formée par des matériaux de très petites tailles : sables fins et marnes silteuses. Les seules lentilles de sables plus grossiers qui l'accompagnent, se cantonnent dans la moitié méridionale du bassin, au Sud de l'Aude. P. DEMANGEON [1959, pp. 231-235] a démontré, par l'analyse pétrographique et minéralogique, que la plupart des venues détritiques du Narbonnais avaient une origine méridionale et provenaient de l'érosion du massif des Corbières et de la montagne de la Clape (fig. 93). Plus au Nord, les sables fins molassiques du Biterrois ont révélé, avec un cortège de minéraux lourds composé pour un tiers par l'épidote, pour un quart par le grenat et marqué par la présence de la hornblende verte et de la glaucophane, une provenance exclusivement alpine.

Dans la région de Clermont-l'Hérault, les données stratigraphiques et paléogéographiques observées semblent avoir été très similaires à celles qui viennent d'être décrites. L'Aquitaniens, représenté entre autres par les calcaires de Plaissan -Charophytes et faunes de Rongeurs appartenant à la zone MN 1 [notice de la carte géologique au 50.000^{ème} de Pézenas, p. 16]- est ici transgressif sur les terrains oligocènes. Il passe latéralement à des conglomérats contenant des blocs de calcaires jurassiques à proximité de la terminaison occidentale du pli de Montpellier. Ces matériaux prouvent un rejeu anticlinal des anciennes structures "pyrénéennes" et la persistance, jusqu'à cette époque au moins, d'un contexte tectonique proche de celui du Paléogène. Des marnes -Marnes de Gignac- se sont ensuite accumulées dans le bassin, sur plus d'une centaine

de mètres. Ces dépôts, qui n'ont pas encore pu être datés, offrent la particularité de posséder localement un faciès plus détritique, avec des bancs de grès fins ou de microconglomérats à petits galets de roches siliceuses -quartz, lydienne, "chailles"-, indice de remaniement d'altérites prélevées sur le socle. Les Marnes de Gignac ont été recouvertes de façon discordante par la molasse miocène. Celle-ci marque, avec ses minéraux lourds d'origine alpine, la même rupture dans les sources d'alimentation détritiques qu'en Narbonnais.

Un premier problème est de connaître pour le Bas-Languedoc la durée de sédimentation de la molasse. La régression marine semble avoir débuté assez tôt : l'âge burdigalien et/ou langhien des horizons supérieurs de la molasse a été démontré par la découverte, à proximité du village de Puisserguier, à l'Ouest de Béziers, d'une faune de Rongeurs appartenant à la zone de la Grive-Saint-Alban -MN 7- [J. P. AGUILAR et J. MAGNE, 1977]. Les fossiles ont été extraits d'une série marno-calcaire lagunaire ; celle-ci indique, déjà à cette époque, un retrait de la mer d'une partie du domaine qui avait été envahi auparavant. Ce retrait a pu être très lent ; la sédimentation s'est poursuivie sous forme de dépôts continentaux en bordure des écailles de S^t Chinian : les collines de Montredon et de Belvèze, au Nord d'Argeliers, montrent par-dessus les couches lagunaires des limons argileux contemporains de l'instauration d'un régime lacustre, puis, sur plusieurs dizaines de mètres, des calcaires algaires. C'est dans les limons inférieurs qu'a été retrouvée une riche faune de Vertébrés du Vallésien -zone MN 10- contenant entre autres *Hipparion*, *Dinotherium*, et des Rongeurs, dont *Progomys*. Il est pour l'instant impossible de situer le dépôt de ces niveaux paléontologiquement datés, les plus récents du Miocène, par rapport à celui d'une couche d'un intérêt capital pour l'étude des venues détritiques en Languedoc : la "Molasse à dragées".

Cette expression, apparue dès la fin du 19^{ème} siècle [P. G. DE ROUVILLE, 1894], désigne d'une façon générale tous les horizons de la molasse qui emballent de petits galets. Ce faciès est très fréquent à sa base, où apparaît un véritable conglomérat de transgression ; mais il s'est aussi formé en bordure de la zone de sédimentation, lorsque des apports fluviaux grossiers se produisaient, et au sommet de la série. La mise en place d'une mince couverture alluviale progradante a accompagné le recul de la mer. La "Molasse à dragées" est présente partout où le sommet du remblaiement a été conservé. On peut ainsi suivre une traînée en apparence remarquablement continue, depuis Clermont-l'Hérault jusqu'à la région biterroise. L'âge de ces derniers matériaux serait particulièrement intéressant à connaître, car il permettrait de résoudre deux problèmes paléogéographiques notables : celui posé par l'époque de la régression fini-molassique et, surtout, celui des premiers mouvements néogènes sérieux ayant affecté le Sud du Massif Central. Depuis les travaux de P. DEMANGEON [1959, p. 249 - 1960, p. 156], la "molasse à dragées" est considérée, par la plupart des auteurs contemporains, comme le sédiment néogène contenant les premières venues cévenoles directes. Il est donc indispensable de s'arrêter sur la nature et la signification d'une formation corrélative aussi importante.

C'est volontairement que le paragraphe précédent introduit une ambiguïté malheureusement très classique en géologie. Le terme de "molasse à dragées", employé primitivement pour désigner un faciès dont nous venons de dire qu'il apparaissait à différents niveaux, en est venu, pour finir, à prendre un sens stratigraphique précis. C'est bien ainsi que l'on doit comprendre l'utilisation qui en a été faite par P. DEMANGEON [1959 et 1960], par G. KIEFFER [1962] ou par P. AMBERT [1982 b]. Les nouvelles cartes géologiques au 50.000^{ème} en reprenant l'expression ont entretenu le quiproquo ; elles l'ont même aggravé, d'une part en utilisant le terme pour désigner des sédiments très divers, d'autre part en changeant d'une carte à l'autre les modes de représentation d'un matériel parfois visiblement identique !

C'est au Nord de l'Hérault, entre Clermont et Aspiran, que l'on reconnaît finalement le mieux la formation qualifiée au sens strict de "molasse à dragées" par P. DEMANGEON. Datée du "Miocène supérieur" et indiquée "m³" sur la carte de Lodève, elle occupe "un chenal fluvial encaissé d'une cinquantaine de mètres dans les dépôts marins consécutivement à l'abaissement du niveau de base lors de la grande régression marine du Miocène supérieur" [notice de la carte géologique au 50.000^{ème} de Lodève, p. 20].

Au Sud d'Aspiran, le développement des alluvions "villafranchiennes" de l'Hérault et de terrains continentaux, qualifiés de "pliocènes" par les auteurs de la nouvelle carte géologique de Pézenas, réduit beaucoup l'aire d'affleurement du toit de la série miocène. La "Molasse à dragées" *stricto sensu* n'est plus visible que par lambeaux, par exemple au-dessus de la vallée de la Peyne ou au sommet des interfluvies entre la Thongue et le Libron. Les géologues du BRGM ont ici rangé ce matériel sous l'appellation m^{2b}.

Sur la carte de S^t-Chinian, la "Molasse à dragées" est distinguée du reste du "Miocène moyen" par une simple surcharge. On pourrait croire à partir de là que sa signification stratigraphique a été remise en cause. La lecture de la notice [p. 18] est cependant très claire : elle constitue "le dernier terme de la série marine" et "succède" aux niveaux inférieurs plus fins. On doit néanmoins noter un écart sensible entre cette prise de position et la cartographie proposée. A l'évidence les sédiments regroupés sous le terme de "molasse à dragées" ne forment pas une "couche" ; le signe est utilisé de manière ponctuelle pour désigner des dépôts littoraux accolés à des failles tertiaires de rejet variable -Autignac, château de Coujan, S^t-Geniès-le-Bas-. Il faut enfin remarquer que les terrains taxés de "molasse à dragées" par P. DEMANGEON dans la région de Pailhès ont été considérés comme appartenant à des dépôts continentaux "mio-pliocènes".

On peut achever de prendre conscience de l'imbroglie créée autour de la "Molasse à dragées" en constatant de quelle manière les auteurs de la récente carte géologique de Béziers au 50.000^{ème} ont daté du Miocène moyen -m^{2b}, "Langhien supérieur à Serravallien"- soit des conglomérats qui emballent d'énormes blocs

de la "molasse à dragées" analysée sur le plan sédimentologique par P. DEMANGEON [1959, p. 245], soit des terrains identiques à ceux qualifiés de "mio-pliocènes" sur la carte de St-Chinian !

Ainsi on en est venu, peu à peu, à désigner sous l'appellation commune "sédiment à dragées" au moins trois formations d'âge différent qu'il est impératif de bien distinguer :

- des faciès conglomératiques déposés en bordure de la sédimentation continentale ou marine miocène. Ils se sont formés de façon sporadique sur toute la périphérie du golfe Languedocien (fig. 93) aussi bien du côté du Massif Central -Autignac- que du côté de la chaîne pyrénéo-provençale -Plaisan, Moussan-. Leurs caractères sédimentologiques ont été bien décrits par P. DEMANGEON, ils mélangent des dépôts grossiers de transport court à du matériel remanié des terrains paléogènes. S'avançant, parfois assez loin au sein des niveaux plus fins, ils sont pour moi l'équivalent exact des "Sables granitiques" du Bas-Dauphiné, malgré un contexte structural légèrement différent.

- Des dépôts fluviatiles postérieurs à la régression de la mer Miocène. C'est la "Molasse à dragées" de P. DEMANGEON. Remaniant les galets façonnés sur le littoral et abandonnés par l'abaissement du niveau marin, le réseau hydrographique a mobilisé sans difficulté la fraction la moins grossière lors de sa recolonisation de l'espace. Ce phénomène reste malgré tout très mal situé dans le temps et son ampleur est inconnue. Il ne faut pas le confondre surtout avec l'amorce d'un événement d'une autre dimension : celui qui a entraîné, à la suite d'intenses mouvements du sol, la mise en marche des altérites de toutes tailles disséminées à la surface de la *Primärrumpf* alpine -voir ci-dessous-.

- Des conglomérats remaniant des blocs de "molasse à dragées". Un troisième et dernier épisode a laissé des dépôts très originaux. A la charnière du Miocène et du Pliocène un brusque abaissement du niveau marin a entraîné une profonde dissection de l'accumulation molassique, avant que la remontée des eaux ne produise un comblement rapide des rias. On retrouve par place sur les flancs des paléovallées des formations conglomératiques qui ont été alimentées par la mobilisation, sur une courte distance, d'énormes fragments des diverses roches cohérentes locales, dont les grès molassiques et la "molasse à dragées".

L'identification de ces trois grands types de matériaux ne résout pas pour autant les problèmes. Quels sont les sédiments qui ont bénéficié, en Languedoc, d'apports directs à partir du socle et quels ont été les volumes concernés ? A la suite des recherches de P. DEMANGEON, les faits paraissent clairs sur ce point, presque "simples" ; après une période de calme morphogénique régional ayant permis l'arrivée des matériaux alpins, donc la prédominance des dépôts d'origine lointaine, "les cristaux de feldspath en excellent état de conservation dépassant les deux centimètres" contenus par la "molasse à dragées fini-vindobonienne" constitueraient la preuve d'une "surélévation du massif cévenol" [1959, p. 248]. Sur cette base, les chercheurs ont eu tendance à encore plus "simplifier" :

- selon G. KIEFFER [1962, pp. 110-111] la "molasse à dragées fini-vindobonienne" serait à mettre en parallèle avec l'apparition des "grandes failles fini-pontiennes" responsables de la surrection de tout le Sud du Massif Central : Causses et Cévennes.

- D'après P. AMBERT [1982 b, p. 13] "le retrait de la mer Miocène et l'arrivée massive des dragées siliceuses jusque-là stockées sur la surface d'érosion caussenarde" seraient à corréliser avec "un vigoureux rajeunissement du vieux bloc hercynien", fixant une bonne partie "des rapports du volume montagneux et de la plaine languedocienne" et cela "dès le Serravallien" -âge supposé de la "Molasse à dragées" ?-.

A l'évidence, les remarques formulées plus haut sur le diachronisme des faciès à galets siliceux -il faut noter au passage que l'on retrouve avec eux, pour le seul Miocène, le débat ouvert à propos des "Sables à chailles" à l'échelle de l'ensemble du Tertiaire- doivent inciter à énormément de prudence et à prendre une certaine distance face à la question des éventuels liens entre la "Molasse à dragées" et la surrection du socle au-dessus de ses bordures. Une formation, dont l'inventaire exact comme l'âge restent à établir, mérite-t-elle de jouer un si grand rôle dans le raisonnement morphologique ? Ma réponse sera négative pour deux motifs.

- En dehors des quantités limitées de feldspaths repérés par P. DEMANGEON dans certains affleurements de la "Molasse à dragées" au sens strict, il n'existe aucun témoignage évident d'une fourniture directe, depuis le socle, de puissants volumes d'altérites. Le spectre des minéraux lourds, toujours dominé par des espèces alpines remaniées du toit des sédiments marins, montre les limites de la reprise d'érosion dans le Massif Central, en particulier si l'on se rappelle qu'une partie des apports attribués au socle peut aussi provenir d'une reprise des sédiments paléogènes. Le mélange de produits remaniés à un peu de matériel frais reste à mon avis très insuffisant pour conclure à une surrection importante du relief. La démonstration de P. DEMANGEON, portant sur l'arrivée de sables granitiques depuis les batholites cévenols en l'absence d'apports venus de la Montagne Noire ou de l'Espinouse, est d'une grande importance : elle assure d'un soulèvement de caractère limité dans l'espace et peut-être aussi dans le temps.

- La proposition de P. AMBERT de lier le nettoyage des épandages siliceux jalonnant "la surface d'érosion des Causses" -pour moi, la *Primärrumpf* alpine- au soulèvement du Massif Central me paraît tout à fait judicieuse. Néanmoins, on peut être parfaitement catégorique : la "Molasse à dragées" ne saurait représenter cet événement ! Il y a, en effet, une différence d'échelle énorme entre un phénomène local, amorcé de façon classique par la réorganisation des cours d'eau sur l'espace abandonné par la mer avant d'être entretenu par des mouvements du sol limités -cf. la remarque précédente-, et un épisode majeur de l'histoire alpine du continent ouest-européen ; pour ne pas dire de l'histoire récente du Globe -voir la

section B et les conclusions générales-. A l'évidence, en Languedoc, ce sont les "cailloutis villafranchiens" qui possèdent cette signification et témoignent d'une rupture fondamentale nettement plus tardive.

On ignore en Languedoc jusqu'où la mer Miocène s'est avancée ; à en croire certaines des analyses de minéraux lourds effectuées par R. ETIENNE [1976, p. 60-61] c'est peut-être assez loin sur le socle qu'il faudrait chercher. Quoi qu'il en ait été, seul un voile de matériel molassique, vite déblayé par l'érosion postérieure, a accompagné le maximum de la transgression. Les sédiments ne sont conservés aujourd'hui qu'à l'intérieur d'un périmètre structurellement bien défini : le golfe du Bas-Languedoc (fig. 93). Ils occupent une surface de l'ordre du millier de kilomètres carrés. Leur volume primitif est délicat à établir, car des mouvements post-miocènes ont visiblement dénivélé la masse sédimentaire -voir pages 176 et 177- et une forte érosion a pu en partie éliminer des couches très médiocrement résistantes. Un chiffre de 150 km³ -soit une épaisseur moyenne de 150 mètres- sera avancé. La principale difficulté est, cependant, d'estimer dans ce total la participation des faciès du type "molasse à dragées", au sens large du terme. Ils représentent, en fonction de ce qui a été dit, les apports locaux, bref ce qui a été nourri, entre autres, par des venues directes ou indirectes du socle. En retenant une proportion de 10 à 15 %, on se place assurément dans une hypothèse maximaliste. C'est donc nettement moins d'une vingtaine de kilomètres cubes, si l'on tient compte des apports méridionaux depuis les Corbières ou le pli de Montpellier, qui doit être attribué à des altérites d'origine massif-centralienne. L'écrasante majorité de ces matériaux étant, par ailleurs remaniée, il est aisé d'en déduire l'absence, au moins jusqu'au Vallésien, d'une morphogénèse active sur le socle.

L'analyse précédente portant sur le golfe bas-languedocien, il est nécessaire pour conclure d'évoquer le cas des molasses du Languedoc oriental. On les rencontre aujourd'hui de manière exclusive sur l'emplacement des anciens fossés paléogènes -Nord de Montpellier, Sommières- et dans les synclinaux des Garrigues. Constituées par les habituelles alternances de sables fins grésifiés et de marnes, elles ont été attribuées au Burdigalien et à l'"Helvétien" inférieur ; elles restent toutefois mal situées dans l'échelle stratigraphique, malgré l'abondance de la faune marine contenue -en particulier des Pectinidés-. Leur cortège de minéraux lourds associe des espèces alpines toujours majoritaires, mais aussi des minéraux ubiquistes remaniés des séries crétacées ou paléogènes [P. DEMANGEON, 1959 - G. LATREILLE, 1972]. Nulle part, les analyses effectuées jusqu'à présent n'ont permis de déceler d'apports frais depuis le socle. L'inventaire sédimentologique des sables miocènes n'est cependant pas encore achevé : il reste notamment à définir le contenu des sables continentaux grossiers qui sont disséminés à la surface des plateaux des Garrigues et que l'on voit s'intercaler dans la région nîmoise en une couche d'une trentaine de mètres d'épaisseur entre les marnes "helvétiques" et les dépôts du Pliocène inférieur. Donnés par G. DEMARCO [1962] pour des équivalents des grès molassiques du Comtat, d'âge "helvétien" supérieur, ils pourraient bien traduire une mise à contribution du socle, mais là encore à la suite d'une reprise d'érosion limitée dans l'espace et dans le temps.

d - LA PARTICIPATION DU MASSIF CENTRAL A LA SEDIMENTATION AQUITAINE :

Ce paragraphe sera, et pour cause, relativement court : on ne connaît pas de sédiments aquitains formés par des altérites en provenance directe du Massif Central dont l'âge miocène soit démontré. A. VATAN a, le premier, infirmé l'idée émise par F. ROMAN et J. VIRET [1930], à l'occasion d'une étude de la faune burdigalienne du gisement de la Romieu, d'une provenance du Massif Central des molasses de l'Armagnac, en parallèle au dépôt des "Sables de Sologne". Il a montré, par l'analyse des minéraux lourds, que l'on ne trouve plus "traces de contribution du Massif Central dans la molasse à quinze kilomètres environ de sa limite septentrionale" et souligné que la présence d'éléments granitiques sur les marges nord pouvait s'expliquer par de simples remaniements des Sables du Périgord sous-jacents au moment de l'arrivée de la molasse [A. VATAN, 1948, p. 80]. Une vision à une certaine échelle de la sédimentation miocène aquitaine ne laisse d'ailleurs aucun doute sur la topographie très plane, à l'époque, du contact Bassin Aquitain-Massif Central.

En dehors des deux brèves transgressions qui ont ramené la mer jusque dans la région d'Agen, à l'aube du Miocène et au Tortonien supérieur, ce littoral est le plus souvent resté fixé sur les limites du triangle landais, cours de la Garonne au Nord, cours de l'Adour au Sud (fig. 94). Une sédimentation continentale, de plus en plus épaisse en allant vers le Sud, s'est déposée le long de la bordure sud-orientale du golfe, sur une aire d'environ 10 000 km² située en gros à l'intérieur de la vaste boucle décrite par l'actuel cours de la Garonne. L'observation de la série, jalonnée par de très nombreux gisements de Mammifères -dont les plus importants sont ceux d'Estrépouy, calcaire de Gondrin, zone MN 3, de la Romieu, calcaire inférieur de Lectoure, zone MN 4, de Sansan, calcaire de Sansan, zone MN 6, de Simone, calcaire supérieur de l'Astarac, zone MN 7-, indique sans ambiguïté l'origine méridionale des apports par la distribution des faciès. Des dépôts fluviaux conglomératiques, visibles uniquement dans le tiers méridional, passent en effet à des alluvions de plaine d'inondation, puis à des faciès lacustres formés par précipitation des carbonates. Ces derniers niveaux finissent par occuper 20 % de l'espace au Nord, alors qu'ils apparaissent de façon exceptionnelle au Sud [F. CROUZEL et R. MEYER, 1977].

L'étude sédimentologique du Miocène aquitain a été entreprise par J. ALVINERIE [1969, 1974]. Les résultats les plus intéressants pour la présente enquête concernent, une nouvelle fois, les minéraux lourds. Je résumerai ici ses principales observations (fig. 94), en essayant de les distinguer des interprétations dont certaines me semblent discutables.

Dressant un premier tableau de la situation à la charnière oligo-miocène, J. ALVINERIE a noté qu'en dehors du voile "pseudo-molassique" qui recouvre parfois les "Calcaires à Astéries" dans l'Entre-deux-mers-formation dont les minéraux lourds sont caractérisés par "plus de 50 % de tourmaline, zircon et minéraux titanés", le cortège des véritables molasses était, à cette époque-là en Bordelais, marqué par les minéraux pyrénéens, épidoite et grenat. Rencontrée à travers toute l'Aquitaine méridionale, cette association n'est, en définitive, absente que des plateaux mésozoïques du Nord-Est, Périgord et Quercy. La remarque a conduit J. ALVINERIE à proposer un certain nombre de réflexions sur les rapports entre la minéralogie des terrains détritiques septentrionaux et la paléogéographie du Massif Central.

- Il a, tout d'abord, interprété les variations dans les pourcentages de staurotide, disthène et grenat comme le résultat de modifications dans l'étendue des bassins d'alimentation. Or son hypothèse me semble devoir être nuancée. Si je suis en accord avec lui au sujet du grenat, puisque, contre l'avis de A. KLINGEBIEL, j'ai cru devoir lui donner une origine pyrénéenne -voir page 406-, la sensible différence dans la vitesse d'altération du disthène et de la staurotide, jointe au degré d'évolution très variable des sédiments paléogènes, mérite à coup sûr d'être aussi prise en considération.

- Admettant, ensuite, "l'âge éocène" du "Sidérolithique" et des "Sables du Périgord", il en a déduit que le Massif Central n'avait plus été "le château d'eau du Sud-Ouest de la France entre l'Eocène et le Quaternaire" [1974, p. 846].

- J. ALVINERIE s'est risqué à une dernière remarque, partiellement contradictoire avec la précédente. D'après lui, il est "plus que probable que certains de ces dépôts sidérolithiques éocènes ont dû se former non seulement pendant l'Eocène mais continuer à se sédimenter jusqu'à la fin du Miocène" [1974, p. 847]. En raison de l'ambiguïté de sa formulation, l'idée de J. ALVINERIE est délicate à cerner. On pourrait l'interpréter comme une affirmation de la poursuite du phénomène de sidérolithisation, tout au long du Néogène, sur les anciennes alluvions paléogènes. Comprise dans ce sens-là, sa remarque semblerait à la fois vraisemblable et judicieuse ; il faudrait cependant noter, dans ce cas, l'impropriété du terme de "sédimentation", c'est de diagenèse qu'il aurait fallu parler. Ne pouvant pas soupçonner une erreur de vocabulaire chez J. ALVINERIE, c'est, à mon avis, de façon tout autre qu'il faut comprendre sa réflexion. Ainsi que son analyse du contenu des sables bordelais va le montrer, J. ALVINERIE a admis la réalité d'apports détritiques directs à partir du Massif Central au Miocène. En parlant d'une continuité de la sédimentation des "dépôts sidérolithiques éocènes" jusqu'au "Miocène", il a simplement voulu affirmer la poursuite d'un alluvionnement au Néogène dans des conditions proches de celles du Tertiaire inférieur. Avant d'évoquer ma propre position sur ce problème, il est nécessaire de rapporter ses observations sur la minéralogie des sables aquitains paléontologiquement datés du Miocène.

La figure 94 montre, sur le plan minéralogique, une division des sédiments miocènes en quatre grandes zones. La principale concerne, au Sud-Est, le grand champ d'épandage continental sous-pyrénéen et, à l'Ouest, les sables marins déposés à une certaine distance du littoral. Partout sur cet espace dominant les espèces "pyrénéennes", grenat et épidoite, accompagnées en haute mer du minéral le plus fragile : l'amphibole. A l'intérieur du golfe Aquitain, les minéraux du métamorphisme de basse pression ne conservent une représentation exclusive qu'à l'extrême Sud. Très vite des mélanges avec des espèces réputées caractéristiques du Massif Central, "staurotide et disthène", interviennent en direction du Nord. Au Sud de la région bordelaise, une transformation notable apparaît : l'épidoite s'efface tandis que le couple staurotide-disthène, accompagné de la tourmaline et du zircon, voit son importance augmenter. Enfin dans un mince liséré situé à proximité du maximum de la transgression miocène, le grenat lui-même en vient à jouer un rôle accessoire. L'équivoque déjà notée dans l'opinion de J. ALVINERIE sur les événements en Aquitaine septentrionale se retrouve dans son explication du dernier phénomène. Bien qu'il ait insisté, d'un côté, sur l'absence de "trace de formations détritiques continentales d'âge miocène sur toute la bordure orientale et nord-orientale du Bassin d'Aquitaine" et, de l'autre, sur "l'identité presque parfaite entre les cortèges des dépôts miocènes et sidérolithiques" [1974, p. 847], il n'a pas hésité à envisager une provenance directe des altérites à partir des "massifs cristallins du Bas-Limousin" [p. 848] !

La question de l'importance des apports non pyrénéens dans la molasse miocène du Bordelais est, de fait, délicate à résoudre. Plusieurs considérations serviront à étayer mon point de vue.

- Il est indispensable, au départ, de nuancer la signification paléogéographique des différentes espèces. Si l'association grenat-épidoite-hornblende indique, sans l'ombre d'un doute, une provenance à partir de la chaîne méridionale, la staurotide peut, elle aussi, en être issue en faible quantité [A. VATAN, 1945]. Comme la lecture des analyses sur sondage réalisées par J. ALVINERIE dans sa thèse [1969] montre souvent une absence du disthène, seul véritable indicateur du Massif Central, il reste à mon avis à prouver parfois, par exemple dans le centre du golfe Aquitain, que l'on a bien affaire à des mélanges avec un matériel venu du Nord.

- Il faut immédiatement préciser qu'une telle remarque n'est plus valable pour le Bordelais, région à laquelle on peut, à mon sens, limiter le problème des apports éventuels depuis le socle. Les pourcentages de disthène -toujours nettement inférieur à 10 % néanmoins- et de minéraux ubiquistes résistants indiquent, dans ce secteur, l'existence d'une source originale d'apport.

- Il est inutile d'insister sur la parfaite identité entre le contenu minéralogique des sables paléogènes et celui des sédiments miocènes. Toutes les espèces présentes au Néogène le sont aussi dans les sables paléogènes. A partir de là, le chercheur ne peut hésiter qu'entre deux solutions : un simple remaniement du stock paléogène ou un apport dans des circonstances voisines -même bassin-versant, même modalité de la morphogénèse- de celles ayant présidé à la sédimentation du Tertiaire

- Pour trancher entre ces deux hypothèses, on dispose d'un argument à mon avis décisif : la description des terrains faite par J. ALVINERIE dans sa thèse [1969]. Il ne s'agit pratiquement jamais

de sédiments de type deltaïque, mais de niveaux littoraux homogènes passant, par transition insensible, des très fréquentes séries précipitées à de beaucoup plus rares et minces horizons détritiques. La seule interprétation vraisemblable est celle d'une reprise sur place des terrains paléogènes par de petits organismes côtiers, voire par les courants littoraux.

- Doit-on pour autant nier la possibilité d'arrivées alluviales depuis le socle ? Malgré la certitude de l'absence d'apports détritiques abondants, il ne serait pas sage d'adopter un semblable postulat. Le transit et le dépôt local, avant d'arriver à la mer, d'alluvions granitiques, constituant en quelque sorte un modeste homologue aquitain des "Sables de Sologne", est à envisager. Leur fraction fine argileuse a très bien pu parvenir jusqu'au golfe marin, éventuellement une petite partie de leur sable. Dans tous les cas de figure, ces cours d'eau n'avaient pas une puissance suffisante pour édifier des accumulations à leur embouchure.

J'ai évalué le volume des séries "détritiques" miocènes du Bordelais en me servant des descriptions de sondages et des cartes fournies par J. ALVINERIE. S'étendant sur un peu plus de 2 000 km², les terrains à cortège de minéraux lourds "mixtes" ont une puissance allant de quelques mètres à plus d'une centaine. Ils ont surtout une teneur en matériaux précipités, des calcaires, très importante, de 30 à 100 % ! En prenant pour base une épaisseur moyenne de 40 mètres et un taux d'insoluble de 25 %, on obtient 22 km³ de dépôt terrigène. Si l'on songe qu'une partie du sédiment est d'origine pyrénéenne et si l'on tient compte du phénomène de remaniement, il est facile de mesurer la faiblesse évidente de la morphogenèse sur le versant aquitain du Massif Central au "Miocène".

3 - L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE AU "MIOCENE" ET SES INCONNUES :

Je donnerai sans doute l'impression au lecteur de me répéter si ces considérations à l'échelle de l'ensemble du Massif Central débutent par une réflexion sur la difficulté de dresser un bilan précis de l'érosion. Pourtant, après avoir signalé pour chacune des analyses régionales, d'une part, la médiocrité du volume des formations corrélatives, d'autre part, dans ces modestes quantités, l'importance des remaniements, on est bien obligé, au niveau de la synthèse, d'insister une fois de plus sur la difficulté à fournir des estimations, le contexte général de faiblesse de la morphogenèse ne faisant par ailleurs aucun doute.

A l'intérieur du Massif Central, les dépôts du "Miocène" inférieur et moyen recensés ne dépassent pas quelques kilomètres cubes ! Les plus spectaculaires correspondent au contenu des cratères d'explosion phréatomagmatiques des Limagnes, résultat d'un transport à courte distance. Les plus nombreux de ces témoins appartiennent à des traînées alluviales fossilisées par les premières coulées basaltiques des grandes éruptions mio-pliocènes. L'âge de ce matériel, fixé de façon relative par celui des basaltes, placés au Tortonien -Cantal, Velay- par la radiochronologie, est vraisemblablement très voisin du moment de sa fossilisation. On a donc le plus souvent affaire à des matériaux du Miocène supérieur qui ne relèvent pas de la période étudiée dans cette section. Quoi qu'il en soit, un énorme hiatus apparaît dans l'histoire de la sédimentation à l'intérieur du Massif Central : entre la fin de l'accumulation "oligocène" et le dépôt des alluvions tortoniennes conservées sous coulées, le socle n'a conservé pratiquement aucun produit corrélatif de la morphogenèse. La première cause de ce phénomène est très claire : elle résulte de l'arrêt de la tectonique en creux capable de recueillir les altérites à peu de distance de leur lieu de formation. Il est néanmoins indispensable de se demander si c'est la seule : une enquête menée à proximité du niveau de base marin montre à l'évidence qu'il en existe d'autres.

Des trois bassins sédimentaires marins qui entouraient le Massif Central au Miocène, le Bassin Parisien offre le paradoxe d'avoir reçu de sa périphérie le volume d'altérites le plus faible, tout en ayant recueilli, selon toute vraisemblance, les apports les plus importants en provenance du socle. L'absence d'une chaîne de montagne dans sa zone d'alimentation explique bien sûr le premier aspect ; le second résulte à mon sens de l'amorce du mouvement de bascule vers le Nord du Massif Central et du soulèvement des hautes terres des confins entre le centre et le Sud dès le Miocène. Le problème se pose, toutefois, de déterminer avec exactitude l'ampleur et surtout le moment initial de cet épisode. Jusqu'à présent les paléogéographes se sont servis des deux cents kilomètres cubes d'argiles sableuses accumulées dans la cuvette de Sologne pour affirmer que ces événements remontaient au Burdigalien. L'état actuel des recherches paraît pourtant imposer de renoncer à cette interprétation.

- L'âge burdigalien du début de l'alluvionnement de cours d'eau venus du Massif Central reste à prouver. Les "Sables et Argiles de l'Orléanais", qui sont les seuls dépôts paléontologiquement datés, ne peuvent pas être considérés comme venus du Sud. Ils contiennent des minéraux lourds qui impliquent une alimentation par le Massif Armoricaïn, sans doute par le biais de sédiments paléogènes remaniés. Les sables et argiles de Sologne, qui s'interstratifient en direction du Sud avec le matériel de l'Orléanais, sont assurément aussi du Burdigalien ; ils ont été déposés par un réseau hydrographique en cours de réorganisation. L'essentiel a été très certainement repris à des nappes d'altérites massif-centraliennes déjà parvenues sur les terrains mésozoïques.

- L'âge de la partie supérieure de l'accumulation est beaucoup plus incertain, la référence par rapport aux Faluns "helvétiques", nourris en matériel détritique par des rivières armoricaines [J. TOURENQ *et alii*, 1971], n'existant plus. Situer la période à laquelle les sables et argiles ont sédimenté revient à se poser la question du rythme des apports. Les auteurs ont jusqu'à présent envisagé un rythme

régulier et rapide, puisque concentré sur une durée limitée au Burdigalien et au début de l'"Helvétien". On doit aujourd'hui se demander s'il n'y a pas eu plus de lenteur ou d'irrégularité dans les apports. Le manque d'information sur ce point, vu l'absence de tout repère chronologique en dehors des faunes de l'Orléanais, interdit pour l'instant de répondre. En revanche, je me permettrai d'avancer une hypothèse qu'il était impossible de formuler à l'époque où l'équivalence entre "Sables de Sologne", "Sables de Lozère" et "Sables feldspathiques de Limagne" était admise : celle d'un rythme d'alluvionnement peu rapide, réparti sur toute la durée du Miocène, avec un accroissement du taux de sédimentation en fonction de l'extension dans l'espace des bassins-versants. Une telle suggestion implique que la réorganisation du réseau hydrographique, donc l'apparition des pentes, a été elle-même très lente et que l'amorce du basculement vers le Nord du Massif Central n'a pu véritablement commencer qu'à la fin du Miocène moyen ou au Miocène supérieur. Une fraction notable des dépôts solognots pourrait en conséquence ne pas relever, elle aussi, des événements "miocènes" dont il est question dans ces pages.

La principale masse sédimentaire déposée sur la périphérie du Massif Central, correspond à l'énorme accumulation molassique du Rhône moyen. Épaisse de plusieurs centaines de mètres à l'Est, elle est encore puissante de plus de cent mètres au contact du socle, lorsqu'elle s'y adosse entre Valence et Lyon. J'ai qualifié de "maquillage" les faciès à galets cristallins et sables grossiers qui jalonnent le rivage occidental de la "mer de la Molasse". Dans des eaux peu profondes, les deltas alluviaux construits au débouché de fleuve important pouvaient, en cas de relief dans l'arrière-pays, aller très en avant de la ligne de rivage, comme le démontre l'étendue de la série conglomératique de Voreppe du côté alpin ; pourtant les Préalpes étaient très loin de représenter à l'époque les volumes actuels. Sur la côte ouest, aucun phénomène identique ne s'est produit. Le dépôt, jusqu'à une dizaine de kilomètres du socle, de minces niveaux à petits galets cristallins dans la région de Clérieux ne peut pas en effet être comparé à l'accumulation orientale : l'échelle en est différente, surtout si l'on tient compte, en plus, d'une vitesse de subsidence presque dix fois moins forte du côté du Massif Central ! L'origine même des matériaux grossiers montre d'ailleurs l'écart entre les deux types d'événements : l'érosion de véritables reliefs dans l'arrière-pays alpin a été responsable de la mise en place du delta de Voreppe, la présence, du côté des Alpes, de quelques petits galets de granite centimétriques [G. LATREILLE, 1969, pp. 184 et 186] indique à la fois l'étendue de l'espace concerné -au moins une trentaine de kilomètres- et la rapidité de fragmentation des roches cristallines. La taille beaucoup plus importante des galets à l'Ouest, au bas de reliefs qui étaient presque aussi éloignés et forcément moins élevés, au vu de l'ampleur limitée des "deltas" construits par les rivières du Massif Central, prouve de façon évidente que ce sont les rejeux locaux de modestes escarpements de faille qui ont provoqué, à proximité du littoral, le remaniement du matériel éocène et la mobilisation de fragments rocheux. Il est impossible d'y reconnaître une intervention de la morphogenèse à l'intérieur du Massif Central. Conclure, sur cette seule constatation, à l'absence de toute évolution de la "*Primärrumpf*" sur son versant rhodanien serait toutefois exagéré. S'il n'y a pas eu, en dépit du "maquillage" de la molasse alpine, d'importantes venues détritiques grossières ; on ne saurait exclure le déversement de la charge dissoute des cours d'eau, voire de faibles quantités d'alluvions en suspension ou de sables fins masqués par la formidable masse des venues orientales.

Sur le versant languedocien, les circonstances semblent avoir été pratiquement identiques, à deux variantes près, cependant.

- On ne rencontre pas dans la "molasse à dragées" de galets de roches primaires autres que le quartz et divers types siliceux -lydiennes, jaspes, quartzites- : la transgression n'a pas atteint le socle ou a rencontré une topographie aplanie.

- La présence de cristaux de feldspath dans certains faciès terminaux mal datés de la "molasse à dragées" traduit une participation directe du socle et une reprise d'érosion courte et locale.

Ce dernier fait constitue en quelque sorte l'exception qui confirme la règle, car l'éloignement de la source d'alimentation alpine, comparé à la proximité du Massif Central, empêche d'accorder, en Languedoc, une place digne de ce nom à d'éventuels apports de matériaux fins.

La sédimentation s'est déroulée en Aquitaine, ce que nous avons déjà souligné -voir pages 232 et 243-, dans un contexte structural intermédiaire entre ceux du Bassin Parisien et du couloir rhodanien : d'énormes accumulations marines et continentales, localisées au pied des Pyrénées, étaient séparées du socle par une longue bande de terres basses développées sur les séries mésozoïques et paléogènes. On a l'assurance, grâce à l'organisation des faciès, riche en bancs calcaires dans toute la partie nord de l'aire des dépôts continentaux, qu'aucune venue alluviale grossière depuis le Massif Central n'a troublé la précipitation des carbonates d'origine pyrénéenne. Pour les formations marines du Bordelais, les données observées sont moins claires. Les sables en provenance du Massif Central s'y rencontrent en très petit volume et paraissent être en majeure partie remaniés des couches du Tertiaire inférieur qui affleuraient sur le rivage.

Sur le plan des évaluations chiffrées, la participation du Massif Central n'a pu être déterminée que de façon ponctuelle : j'ai ainsi admis que les apports directs en altérites formées aux dépens des roches cristallines pendant le Néogène avaient été d'une quarantaine de kilomètres cubes pour la Sologne, d'un peu plus de quinze kilomètres cubes -remaniement des terrains éocènes exclu- pour les Sables granitiques bas-dauphinois, de moins de dix kilomètres cubes en Languedoc -là encore après élimination des remaniements-, et pratiquement nuls en Bordelais. Parce qu'en Aquitaine, dans le Bassin Parisien ou en Bresse, les cours d'eau ont pu soit abandonner des alluvions grossières à proximité du socle, soit entraîner leur charge dissoute et en suspension jusqu'au niveau de base marin, ces estimations n'offrent qu'une vision partielle. Elles ne permettent pas d'établir, comme cela a été possible pour l'"Oligocène", un véritable bilan. On doit naturellement reconnaître que l'imprécision n'est pas plus grande que pour beaucoup d'autres périodes étudiées, par exemple le Paléocène

ou le Crétacé. La gêne particulière ressentie par le paléogéographe dans le cas du "Miocène", vient de la position de la période étudiée dans l'histoire alpine : l'incertitude est particulièrement ennuyeuse lorsqu'elle concerne un épisode récent, qui plus est, situé à un moment charnière. Pour autant, il faut affirmer que la part d'inconnues n'interdit pas de conclure avec netteté.

J'avais, en évoquant la possibilité d'un stockage temporaire d'alluvions sur les étendues à faible pente du Sud du Bassin Parisien, avancé un chiffre maximum d'une centaine de kilomètres cubes de sédiment prélevée au versant parisien du Massif Central. Celui-ci s'appuyait d'une part, sur la participation envisagée au remblaiement de Sologne, preuve incontestable d'un transport alluvial pour des particules d'une certaine taille, d'autre part sur l'étendue des régions ayant pu être soumises à la regradation, à l'amont, ou à la rétention du matériel, à l'aval. En partant des mêmes bases, je citerai un total limite d'environ 150 km³ pour les versants rhodanien, languedocien et aquitain. Si l'on donne un peu de "souplesse" aux chiffres, c'est dans une fourchette comprise entre 200 et 250 km³ que se placerait la masse alluviale exportée au Miocène inférieur et moyen par le Massif Central. Après correction du taux de foisonnement -estimé comme au Paléogène à 30 %- cela représenterait entre 140 et 175 km³ de roches éliminées, soit une tranche moyenne prélevée sur l'ensemble du socle d'à peu près 2 mètres d'épaisseur. Le taux d'ablation moyen par million d'années se serait ainsi limité à environ 20 centimètres ! C'est, et de très loin, le chiffre le plus bas obtenu parmi ceux des différents épisodes post-jurassiques de l'histoire alpine du Massif Central.

Le géomorphologue constate donc, au-delà d'un premier changement correspondant au rétablissement de l'exoréisme, une seconde modification notable intervenue par rapport à l'évolution du relief au Paléogène : un très net ralentissement de l'activité morphogénique. Toutes les reprises d'érosion antérieures ayant été attribuées, sans partage, aux mouvements du sol -en raison de la grande homogénéité des conditions bioclimatiques- l'idée vient naturellement de corrélérer cette diminution avec une mise en sommeil relative de la tectonique. Parvenus à maîtriser les importants soubresauts de la crise oligocène, les systèmes morphobioclimatiques des premiers temps du Miocène n'ont sans doute eu aucune peine à maintenir les équilibres établis à l'Aquitainien, par suite de la modestie des contraintes et du manque d'ampleur temporaire de la tectonique différentielle. Avant de conclure dans ce sens, il est néanmoins nécessaire de se demander si la sensible baisse du rythme de l'érosion est bien entièrement due aux faibles déformations connues par la *Primärrumpf* alpine ou si l'on doit évoquer d'autres causes éventuelles, au premier rang desquelles je placerai... les circonstances bioclimatiques.

a - LES CHANGEMENTS BIOCLIMATIQUES DE LA PREMIERE MOITIE DU NEOGENE :

Les variations du climat et de la végétation au cours du Miocène ont suscité, chez les géologues ou les géographes, beaucoup moins de recherches et de débats passionnés que leurs homologues paléogènes ou plio-quatérnaires. Ce manque d'intérêt pour le sujet s'explique vraisemblablement par l'absence de bouleversements semblables à ceux constatés au Quaternaire ou supposés pour le Tertiaire inférieur. Constant dans le paradoxe, je ne suis pourtant pas loin de penser que la deuxième moitié du Miocène a vu se dérouler la plus importante "révolution" bioclimatique de l'histoire alpine de notre pays. Le phénomène est passé inaperçu, car ses formidables conséquences morphologiques ont d'abord été provoquées par le franchissement de seuils ; il s'est ainsi traduit par des manifestations très différentes de celles engendrées par les crises quaternaires qui, avec leurs ruptures brutales ont seules retenu l'attention des chercheurs.

A partir des travaux de l'"école parisienne" -A. CHOLLEY et ses élèves : J. TRICART, J. GRAS, H. ELHAI etc...- la plupart des géomorphologues ont admis que les nuances climatiques plus sèches apparues au Paléogène supérieure s'étaient maintenues au Miocène inférieur, jusqu'à la fin du Burdigalien. Une telle opinion s'est d'abord appuyée sur la nécessité d'expliquer l'efficacité des processus propres à réaliser de vastes pédiplains aux dépens de volumes qui auraient été mis en place par la violente crise de l'Oligocène terminal et, pour finir, le dépôt de la meulière -notons au passage que le choix d'une ambiance climatique aride pour la réalisation d'une telle série d'événements laissera vraisemblablement très sceptiques certains géologues de l'"école" géochimique strasbourgeoise-. Une telle manière d'apprécier l'évolution climatique a subsisté jusque dans les travaux les plus récents.

- Malgré les précautions prises en utilisant la forme interrogative ou en citant l'opinion divergente de certains paléontologues -en particulier celle de L. GINSBURG-, C. KLEIN a parlé de "récurrence aride au Burdigalien supérieur" [1973, p. 557], accepté l'idée d'une sédimentation des "Sables de Sologne" "sous le contrôle d'un climat à saisons vigoureusement contrastées" [p. 558], et évoqué la possibilité à cette époque d'un système d'érosion comparable à celui de la période bartonienne [p. 557].

- La prise de position de P. MANDIER sur la question est assez comparable : tout en se voulant nuancée, elle maintient le point de vue traditionnel des géographes. Après avoir souligné les contradictions internes des vues de J. MASSEPORT [1960], pour lequel le Miocène aurait à la fois connu un "climat subtropical sec à averses violentes de type semi-désertique" et "une végétation assez dense propice à la formation d'acide humique", il a exposé les vues des spécialistes à partir de l'observation des flores et de la faune du couloir rhodanien. Tout en rapportant leur avis sur le maintien d'un climat subtropical chaud et humide pendant toute la période, à l'exception du Tortonien supérieur, marqué par une tendance à la sécheresse, il n'en a pas moins conclu à une évolution morphologique dans laquelle des

"fluctuations (climatiques) de toutes échelles de durée, tantôt vers l'humide, tantôt vers le sec" auraient été capables d'occasionner de façon "certaine" "un système morphogénique de pédimentation" [1984, p. 120].

On constatera chez ces deux auteurs, tout à fait représentatifs des grands courants actuels de la recherche géomorphologique, une même démarche : d'un côté le souci de citer les travaux des paléontologues sur les conditions bioclimatiques, de l'autre une tendance à d'abord faire confiance aux conclusions tirées de leur propre interprétation sur l'évolution des formes qu'ils ont pensé avoir identifiées dans la topographie. Il me semble indispensable de me démarquer une nouvelle fois de leur méthode : je crois pouvoir affirmer que si des changements se sont bien produits dans le couvert végétal et la faune, leurs conséquences morphologiques n'ont pas été du tout celles qu'ils ont admises.

Les microflores du Miocène inférieur et moyen français sont encore assez mal connues. La cause d'une telle situation réside dans la nature des dépôts continentaux ou marins de cet âge : les niveaux suffisamment fins pour les recueillir et les protéger contre l'oxydation postérieure sont à la fois moins nombreux dans l'espace et très discontinus. Leur moindre rôle stratigraphique, en raison de l'abondance des faunes, explique par ailleurs que peu de palynologues aient jusqu'à présent centré leurs recherches sur la période. On doit, de ce fait, souvent se contenter d'observations ponctuelles. Combinées aux renseignements apportés par d'autres formes de vie dépendant de manière étroite de la végétation ou du climat, Rongeurs ou Herbivores en particulier, les informations actuellement disponibles permettent malgré tout de tracer un tableau d'ensemble [M. BESSEDIK et H. MEON, 1984].

La végétation de l'Aquitainien s'est inscrite, à quelques nuances près, dans le prolongement de la flore fini-oligocène : gymnospermes -Pinacées, Taxodiacées- et angiospermes -Juglandacées, Cupulifères- s'y associaient à des genres reliques du Paléogène et à quelques éléments mégathermes actuels -plantes de mangrove, dont le genre *Avicennia*, présentes en Languedoc-. Le climat de l'Aquitainien aurait connu peu de variations en regard de celui de l'Oligocène terminal, si ce n'est une légère et régulière augmentation de la température et de l'humidité.

Ce lent réchauffement se serait poursuivi au cours du Burdigalien et aurait connu un paroxysme au début du Langhien. Bien que n'ayant pas entraîné une modification fondamentale dans la représentation des grandes familles de plantes -les spectres polliniques ont toujours été dominés par les Abiétacées et les Taxodiacées-, le phénomène s'est traduit par une augmentation, en nombre d'espèces et en individus, des éléments les plus thermophiles -*Avicennia*, *Bombax*, *Symplocos*, etc...-.

Un très sensible refroidissement s'est produit dans la deuxième partie du Langhien et au Serravallien ; il a été accompagné par un nouvel accès de sécheresse. Identifiable chez les Rongeurs plus que chez les grands Mammifères, le changement aurait eu pour conséquence une ouverture du couvert végétal arboré, avec un développement sensible des Herbacées -Ericacées, Graminées, Compositées- ; la domination générale des Conifères n'en a pas pour autant été remise en cause [M. BESSEDIK, 1981]. On doit par ailleurs souligner que la baisse des températures observée en France semble coïncider dans le temps avec celle enregistrée dans les courbes isotopiques des carottes océaniques, phénomène dans lequel de nombreux spécialistes contemporains reconnaissent le début de l'installation de la calotte glaciaire antarctique -voir les conclusions générales, page 583-.

Le Tortonien inférieur aurait vu se produire une très légère augmentation de l'humidité, sans modification des températures. Dans un article de synthèse ayant pour but de dresser un tableau de l'évolution climatique du Tortonien au Pléistocène moyen, les paléontologues lyonnais [H. MEON *et alii*, 1979] ont indiqué que les espèces végétales et animales des milieux forestiers l'emportaient nettement à cette époque sur ceux de prairie, alors qu'un nombre important de "formes plus ou moins inféodées à des biotopes marécageux pouvaient être aussi recensées". On ne reconnaît guère de changements au Tortonien moyen, où "flores et faunes indiquent un climat au moins tempéré-chaud avec une humidité assez forte". Les analyses palynologiques des divers sédiments turoliens montrent une domination des Abiétacées -proportions comprises entre 20 et 80 %- devant les Taxodiacées -5 à 70 %-, ces dernières prenant par conséquent quelquefois l'avantage, tandis que l'accompagnement des gymnospermes était formé par des Bétulacées, des Myricacées, des Juglandacées et des Cupulifères.

Sans qu'il soit encore possible de bien cerner les modalités de détail du phénomène, faute d'analyses suffisamment nombreuses, les observations réalisées débouchent sur l'idée d'une transformation de la végétation avec une disparition progressive des espèces thermophiles, représentatives d'un climat chaud subtropical, et leur remplacement par des espèces capables de supporter des conditions thermiques plus "tempérées". Le renouvellement de la flore s'est fait surtout à l'occasion de certaines étapes importantes. Le refroidissement du Langhien, le plus puissant de la période étudiée, s'est par exemple traduit par la disparition des mangroves sur les rivages français de la mer de la Molasse. Parce qu'une régression s'est produite dans la région où les mangroves existaient auparavant -Languedoc occidental-, il faut avancer l'hypothèse avec prudence, mais ce fait conduit inévitablement le paléogéographe à envisager un brusque abaissement de la zonation climatique, sur le modèle de celui qui a déjà été avancé pour l'Eocène terminal -voir page 414 et suivantes-. Les données climatiques caractéristiques de la "zone chaude" auraient définitivement disparu à ce moment-là des marges méridionales maritimes du Massif Central. L'élimination de nombreuses espèces mégathermes et surtout la multiplication des espèces nouvelles traduiraient un abaissement de la moyenne thermique annuelle qui aurait ainsi franchi avec netteté le cap des 20°. Si l'évolution a bien été celle-ci, le

géomorphologue se trouverait face à une première et capitale transformation des conditions faites aux agents de l'érosion : une réduction sensible de la vitesse des réactions chimiques et, sur ces bases, de l'altération des roches mécaniquement cohérentes. Avant de retenir l'hypothèse, il est toutefois indispensable de vérifier dans quelle mesure les phénomènes pédogénétiques d'âge miocène inférieur ou moyen la confirment ou non. De fait, les témoignages des paléosols infirment de prime abord cette façon de voir.

Des traces de pédogenèse sont connues dans des sédiments "miocènes" [R. MEYER, 1981] ou entre des coulées basaltiques [W. CHESWORTH *et alii*, 1979]. Je ne retiendrai pas les conclusions climatiques auxquelles W. CHESWORTH et J. DEJOU sont parvenus à la suite d'un examen des basaltes de Belbex, près d'Aurillac. Outre les conditions particulières de l'altération des basaltes qui ont abouti à la contestation par les spécialistes de l'intervention d'une pédogenèse aérienne lors de la constitution des niveaux rouges, "red-parting", interstratifiés dans les laves -voir à ce sujet P. GRANGEON, 1959 et P. BOUT, 1966 b-, il faut en effet considérer que les laves miocènes du Cantal sont toujours restées exposées à l'érosion subaérienne depuis cette époque. Pour attribuer l'altération sommitale de la coulée à la seule période Miocène, on devrait admettre une absence d'évolution morphologique du toit des basaltes et un arrêt, bien difficile à justifier, de l'action de la pédogenèse dans les temps pliocènes et quaternaires ! Les déductions paléoclimatiques tirées par R. MEYER de ses études sur la diagenèse précoce des séries molassiques aquitaines intéressent directement la présente réflexion puisqu'elles portent pour l'essentiel sur des événements synsédimentaires dont l'âge miocène est certain. R. MEYER a affirmé qu'"aucune observation, aucun résultat analytique ne permettaient de soupçonner une évolution fondamentalement différente" de la pédogenèse entre le Stampien et l'"Helvétien" [1981, p. 116]. Les mêmes mécanismes se sont retrouvés d'une époque à l'autre : bisiallisation fersiallitique, calcrète d'origine pédologique et silicifications [p. 84 à 88]. Il en a conclu le maintien de conditions climatiques semblables, à savoir une "alternance entre une saison humide et une saison sèche, nécessaire à la précipitation du carbonate", dans un contexte général "peut-être de type méditerranéen" [p. 117]. Je défendrai, en conservant bien entendu l'intégralité de ses observations, une interprétation sensiblement différente. Je contesterai tout d'abord vigoureusement le qualificatif de "méditerranéen" qu'il a employé : si des rythmes pluviométriques très contrastés sont indispensables à la compréhension des faits, il existe beaucoup de raisons pour croire, pendant toute la durée de l'histoire alpine étudiée jusqu'ici, à une alternance entre une saison sèche hivernale et une saison humide estivale -voir page 419 et, dans les conclusions générales, page 579-. Je crois, par ailleurs, en fonction des variations enregistrées par la flore et la faune, à de sensibles modifications dans les moyennes thermiques et, avec elles, dans le total pluviométrique. Les conditions offertes à la pédogenèse, tant à l'aval-zone étudiée par R. MEYER- qu'à l'amont -Pyrénées, Massif Central, donc zone analysée dans ce travail- ont dû être différentes. Il paraît y avoir contradiction entre les changements intervenus dans le climat et la continuité observée dans la pédogenèse ; celle-ci n'est qu'apparente : d'autres facteurs, ayant aussi leur part de responsabilité dans les processus d'altération, sont intervenus en sens contraire des changements climatiques et expliquent le maintien de l'équilibre global. Comme je l'ai déjà souligné à plusieurs reprises -voir page 341 et suivantes-, les processus commandant l'évolution des minéraux dans le sous-sol ont sûrement été moins contrôlés, entre le Crétacé et le Miocène, par des variations climatiques que par les fréquentes modifications intervenues dans la topographie ou la lithologie à la suite des phénomènes d'aggradation ou de regradation. Ces processus ont résulté d'un équilibre complexe entre de nombreux paramètres parmi lesquels sont intervenus directement par ordre croissant d'importance : les températures, les précipitations, la durée d'exercice de la pédogenèse et la nature des minéraux. La valeur des pentes a sûrement été le facteur indirect d'intervention de très loin le plus efficace : par le biais de l'infiltration des eaux et de l'érosion du sol, elle s'est trouvée agir, à la fois, sur le bilan de l'eau dans le sol, sur le temps de la pédogenèse et la nature du substratum ! Dans le cadre précis des paléosols molassiques aquitains, je rendrai compte des convergences observées entre horizons stampiens et horizons "helvétiques" d'un côté par le maintien des conditions minimales de température et d'humidité nécessaires à la réalisation des mécanismes de base, de l'autre par un certain ralentissement de la morphogenèse. La vitesse de sédimentation a sans conteste été plus faible au Néogène, le degré de maturité supérieur du matériel alluvial néogène signalé par J. ALVINERIE [1969] et R. MEYER [1981] illustre le phénomène. La diminution d'intensité des actions pédogénétiques aurait ainsi été compensée par une durée d'exercice plus longue. C'est la raison pour laquelle je ne crois pas incompatible le maintien d'une évolution édaphique semblable malgré une modification des moyennes climatiques.

Un second et très remarquable changement s'est produit dans le contexte morpho-bio-climatique : le développement dans le couvert végétal d'une strate inférieure herbacée. J'ai insisté à de nombreuses reprises sur les limites du rôle d'agent stabilisateur joué par la couverture végétale avant le Miocène ; la médiocrité du tapis végétal inférieur, avec sa grande densité de colonisation des horizons superficiels par les racines, m'en était apparue la cause. Une véritable révolution s'est déroulée sur ce plan, à partir du milieu du Miocène, à la latitude du Massif Central : en Languedoc, comme dans la région lyonnaise, de nombreux spectres polliniques ont révélé des pourcentages compris entre 20 et 60 % du total recensé, avec presque toujours une très nette domination des Graminées, famille au système racinaire superficiel particulièrement développé. La seconde étape de la morphogenèse, celle de la mobilisation des altérites, a donc connu, elle aussi, une notable transformation. En colonisant une niche écologique nouvelle, les Herbacées ont dans le même temps diminué les conséquences de la battance des pluies -freinée aussi, du reste, par un épaissement de la litière provoqué par la baisse des températures- et stabilisé avec leurs racines les premiers centimètres du sol, réduisant de la sorte la compétence et la charge du ruissellement.

Face à deux événements ayant abouti à abaisser la vitesse de désagrégation des roches du socle et la vitesse de mobilisation des altérites, le géomorphologue peut légitimement se demander s'il ne tient pas

des éléments aptes à expliquer la forte réduction des volumes d'altérites exportés par le Massif Central dans la première moitié du Néogène. J'aurai tendance à répondre par la négative pour plusieurs raisons.

- Il faut d'abord bien préciser que ces modifications n'ont pu véritablement jouer un rôle efficace qu'à partir du Serravallien. Or l'on constate souvent, dans le Massif Central ou à sa périphérie, que les volumes d'altérites vont plutôt en augmentant lorsqu'on s'approche du Miocène supérieur. Il y a par conséquent absence de parfaite coïncidence entre le phénomène à expliquer et ses causes éventuelles.

- Les puissantes érosions qui se sont exercées dans les Alpes ou les Pyrénées, au Tortonien, permettent de bien situer les limites de la baisse enregistrée par la morphogenèse. Il est vrai, cependant, que le contexte structural -nature des roches, vigueur des pentes- rencontré par les agents d'évolution du relief dans les chaînes n'avait alors rien à voir avec celui des régions de plates-formes de l'avant-pays.

- La morphologie moulée par les premières coulées volcaniques miocènes au coeur même du Massif Central me semble surtout apporter un témoignage capital. Nulle part on ne rencontre de vallées dépassant deux ou trois dizaines de mètres de profondeur, le plus souvent les laves se sont épanchées sur des portions d'espace plat. Pour beaucoup de géomorphologues, adeptes d'une "pédimentation" d'une grande efficacité, l'argument paraîtra sans signification ; ils seront bien obligés pourtant de reconnaître que dans l'hypothèse évoquée, celle précisément d'un brutal affaiblissement de l'érosion de ce type, il est déterminant. Si le socle avait été soulevé à l'époque des premières manifestations volcaniques et si le manque de formation corrélative s'était expliqué par une érosion aréolaire ralentie, la topographie aurait dû être marquée par l'existence de vallées étroites et profondes, oeuvres de la seule érosion mécanique linéaire.

Dans tous les cas de figure, on se trouve ainsi ramené au seul facteur d'explication en accord avec les faits retenus : l'absence de différenciation du relief pour cause de soulèvement insuffisant. Non seulement au début du Miocène, mais encore tout au long de la période jusqu'au Tortonien moyen, les contraintes qui s'exerçaient sur les bords de la plaque ouest-européenne -Pyrénées, Alpes- n'ont pas eu d'effets dans la zone interne ; la faiblesse des mouvements du sol n'a pas remis en cause les équilibres acquis par la *Primärrumpf* à l'"Oligocène".

b - LA PHYSIONOMIE DU MASSIF CENTRAL ET DE SES BORDURES AU "MIOCENE" :

Un tel constat est évidemment l'une des conclusions fondamentales de ce travail. Il m'amène à prendre une position parfaitement claire dans le débat ouvert depuis des décennies sur la morphologie du Massif Central : au contraire de l'avis exprimé par de nombreux auteurs, y compris de façon très récente, je ne pense pas que les volumes d'altérites recensés, ni les quelques formes conservées jusqu'à aujourd'hui -base des coulées- autorisent à conclure à l'existence de reliefs accusés soumis à l'attaque de l'érosion. En d'autres termes et pour bien situer l'ampleur de la divergence :

- je ne crois pas à la position dominante de la "Montagne" ou des "reliefs" limousins avant le Serravallien car, d'une part, ils auraient libéré d'importantes quantités d'altérites que l'on ne retrouve pas, d'autre part la morphologie de leurs talus et de leurs vallées aurait évolué de façon très différente ;

- pour des raisons semblables, il ne m'est pas possible d'admettre un soulèvement des grands horsts en bordure des Limagnes : plateau des Dômes, hauteurs centrales du Devès aux monts de la Madeleine, ou Vivarais ;

- mieux, l'atonie du relief sur le socle permet, selon moi, de mettre en doute l'évolution décrite par certains auteurs dans les bassins sédimentaires périphériques.

En laissant de côté le désaccord déjà évoqué à propos des travaux de J. GRAS sur le Sud-Est du Bassin Parisien -voir pages 137 et 138-, j'insisterai ici sur les divergences de vue qui me sépare de l'opinion exprimée par C. KLEIN dans sa thèse.

La position adoptée par C. KLEIN sur l'évolution géomorphologique du Sud-Ouest du Bassin Parisien au Miocène semble s'être organisée autour de deux thèmes majeurs : contester les idées de A. CHOLLEY et de son école, mais aussi conserver la tradition géologique et géographique d'une notable action de l'érosion, en particulier au Burdigalien.

On sait que, pour A. CHOLLEY, d'importants mouvements du sol se seraient produits à la charnière entre Paléogène et Néogène et que leurs effets auraient été effacés par la puissance remarquable du "système d'érosion aquitano-burdigalien... capable d'un achèvement rapide de l'oeuvre de pénéplanation" [1956, p. 20]. Il a reconnu le témoin de la perfection de ce travail d'aplanissement dans la meuliérisation jalonnant cette surface et exigeant pour sa mise en place des surfaces planes. Or C. KLEIN a vigoureusement contesté une telle interprétation. Estimant que la surface d'accumulation du "Calcaire de Beauce" avait la "planéité requise" pour permettre le dépôt des meulières et que "le volume des ablations mises en oeuvre à l'Aquitaniens fut des plus modestes" [1973, p. 542], il a tenu à séparer de sa critique des idées de A. CHOLLEY le cas du Burdigalien. Après avoir cité les vues classiques sur l'origine et l'âge des sables granitiques néogènes du bassin de Paris, C. KLEIN a réservé une place aux premières découvertes faites par les sédimentologues [J. TOURENQ *et alii*, 1971 - J. TOURENQ, 1972], et a clairement indiqué leur conséquence sur le schéma établi par G. DOLLFUS [1973, pp. 558 à 561]. Pourtant il n'en a tenu aucun compte dans son long et très important chapitre sur l'équipement hydrographique de l'Ouest du bassin de Paris [pp. 591 à 629]. Dans cette partie, il s'est acharné à détruire une autre des idées maîtresses de A. CHOLLEY : la jeunesse de l'organisation des cours d'eau et leur conformité aux

déformations de la pénélaine meuliérisée, les uns et les autres étant apparus seulement au Miocène supérieur. Pour C. KLEIN, "l'établissement des itinéraires principaux de l'écoulement date d'une époque plus ancienne et doit être mis au compte des mouvements du Miocène inférieur et du Miocène moyen" [p. 547]. S'il a admis que "certains éléments du réseau hydrographique sont vraisemblablement hérités d'un passé encore plus reculé" et que "d'autres sont non moins incontestablement plus récents", il a, malgré tout, tenu à regrouper le jeu de la plupart des déformations responsables de la localisation des rivières entre le Burdigalien et l'"Helvétien". Décrivant avec beaucoup de précisions les multiples accidents structuraux qui délimitent les bassins-versants dans le Bassin Parisien, C. KLEIN a montré qu'ils étaient le plus souvent des traits hérités des grandes cassures du socle, qu'ils avaient joué à plusieurs reprises tout au long de l'histoire alpine, et qu'enfin les rejeux postérieurs à l'installation des cours d'eau n'étaient pas rares. Il n'y a aucun commentaire à faire sur ces démonstrations qui emportent tout à fait l'adhésion du lecteur ; mon désaccord vient uniquement du principe chronologique introduit par C. KLEIN. Privé, face à des événements répétitifs, de véritable repère pour situer l'époque des mouvements décisifs, ceux responsables des volumes actuels, il a choisi de fonder son opinion sur des arguments très ténus.

- Dans le bassin de la Seine, il s'est appuyé uniquement sur l'âge supposé burdigalien des "Sables de Lozère" [p. 592]. Attribuant le dépôt de ces alluvions à "un système d'oueds vagabonds" [p. 631], la situation stratigraphique des "Sables de Lozère" lui est apparue en parfaite conformité avec l'idée qu'il s'est faite de l'évolution climatique. Conséquence de l'existence du climat semi-aride du Burdigalien, le système fluvial Loire-Seine se serait organisé avec le retour de l'humidité à l'"Helvétien", phénomène responsable des "étapes décisives de l'équipement hydrographique du secteur examiné" [p. 601]. C'est à ce moment-là que des mouvements du sol auraient interrompu le passage vers le Nord des eaux venues du Massif Central.

- Dans la Basse-Loire, le tableau qu'il a dressé insiste surtout sur le diachronisme des événements ayant conduit à l'installation du réseau actuel. Le régime exoréique de la région daterait de "l'incursion marine oligocène en Beaugeais" [p. 601]. La "surface fini-oligocène" aurait été "disséquée lors de la reprise d'érosion préfalunienne" et ce serait "dans le plan de la surface fini-helvétienne que le drainage s'est définitivement organisé". Les principaux arguments de C. KLEIN se placent ici : les "vallées", à l'intérieur desquelles la transgression falunienne a été canalisée, la masse des sables granitiques, accompagnant le dépôt des Faluns, et les alluvions, jalonnant aussi bien du côté armoricain que du côté poitevin le tracé des cours d'eau miocènes, constitueraient des preuves indubitables de l'existence d'une reprise d'érosion à l'"Helvétien" et, de ce fait, d'importants mouvements du sol.

Il est indispensable à ce moment de l'exposé de souligner le côté ambigu de la position adoptée par C. KLEIN. Il s'est attaché à mettre les creux topographiques dans lesquels les Faluns se sont accumulés sur le compte de l'érosion alors que, dans le même temps, il reconnaissait la réalité de déformations structurales susceptibles d'expliquer l'accumulation [pp. 575-577]. Il a recherché des jalons capables d'authentifier l'idée d'une morphogenèse "burdigalo-helvétienne" dans les moindres traces de sédiments détritiques post-paléogènes, tout en reconnaissant la "vulnérabilité de ses arguments" [p. 572]. Enfin il a insisté sur le caractère erroné de certaines des idées de A. CHOLLEY mais a conditionné la validité de ses propres raisonnements au fait de ne pas "s'être fourvoyé dans la délicate question des faciès continentaux de l'Helvétien" [p. 585]. Une fois de plus on ne peut manquer de tracer un parallèle, au-delà de leur divergence sur les question de fond, entre les démarches suivies par J. GRAS et C. KLEIN -voir page 138- : mode de penser d'une époque ou d'une discipline, les deux chercheurs ont élaboré des schémas dont ils ont vu certaines faiblesses, mais sur lesquels ils se sont arrêtés par conviction ou.... par tradition !

Malgré les réserves émises -"le bilan morphogénique du Miocène moyen apparaît un peu mince" [p. 589]-, C. KLEIN n'a pas renoncé à tirer de son interprétation des conséquences, lourdes de signification, sur le plan de l'évolution du relief : d'après lui, une nouvelle topographie se serait élaborée pendant les deux premiers tiers du Miocène, se substituant à la "surface fini-oligocène" [p. 631]. Malheureusement, il s'est contenté d'affirmer que "le taux de l'insoluble dans les formations de faciès pontilévien permettait de supputer le volume de la perte de substance" sans tenter d'évaluation plus concrète. A coup sûr, l'emploi d'une telle méthode l'aurait conduit à admettre un large héritage des topographies paléogènes. Il aurait alors accepté l'idée d'un équilibre très peu compromis par les mouvements antétortonniens et se serait vu contraint de conférer à la crise tectonique fini-miocène une importance encore plus grande que celle qu'il lui a accordée, lui reconnaissant la principale responsabilité dans l'organisation du réseau hydrographique, comme A. CHOLLEY le pensait, à mon avis à juste raison.

Au contraire de ce qu'auront pu croire quelques lecteurs, la longue digression que je viens de faire à propos des conceptions de C. KLEIN en matière de morphogenèse du Bassin Parisien se trouve bien au coeur du débat sur l'évolution miocène connue par le Massif Central. D'une part, elle illustre une fois de plus les liens qui ont uni sur le plan structural les différents domaines de plates-formes : de la même façon que C. KLEIN a retenu l'idée de mouvements du sol, capables de déstabiliser des horizons très plats, qui se seraient traduits manière encore plus puissante à l'amont, liant le destin des régions de plates-formes, je conclurai à un calme tectonique et morphogénique semblable sur le socle et ses auréoles sédimentaires, à l'exception du golfe Falunien et de la cuvette de Sologne, derniers témoins de la tectonique "négative" du bassin. D'autre part et surtout, elle permet d'aborder un sujet d'une extrême importance sur le plan de la compréhension des paléoreliefs : celui de la signification à donner à l'expression "surface d'érosion".

C. KLEIN a évoqué une "surface fini-oligocène". Il s'est gardé de réutiliser l'expression dans la suite de l'histoire du Bassin Parisien, mieux, il a reproché à A. CHOLLEY et à ses élèves d'avoir employé le

qualificatif d'"oligo-miocène" pour désigner une topographie qui serait fini-burdigalienne ou fini-helvétienne suivant les auteurs. Ce reproche est d'une extrême logique puisque, d'après lui, il n'y aurait pas eu perfectionnement de l'aplanissement pendant la première partie du Miocène mais, tout au contraire, d'incessantes tentatives de désorganisation par la tectonique -mouvements du sol- et par l'érosion -encaissement du réseau hydrographique- de ce qu'il a baptisé la "pénéplaine de l'Ouest de la France". La plupart des géomorphologues contemporains verront dans ces remarques une simple querelle de mots, du reste sans grand intérêt dans l'optique actuelle de la recherche ; elles seront pour moi le prétexte à une discussion de fond sur une des expressions les plus employées de la géomorphologie depuis la découverte des surfaces de discordances au sein des grandes séries sédimentaires à la fin du 18^{ème} siècle.

Je me suis refusé jusqu'à maintenant à utiliser le terme de "surface", si ce n'est, en prenant la précaution d'employer les guillemets à chaque citation. Cette attitude est justifiée par le véritable défi à la logique du vocabulaire lancé par une expression qui recouvre des faits d'échelle et de genèse complètement différentes, pire, qui désigne une réalité topographique dont elle ne rend même pas compte avec exactitude ! Pour me limiter à quelques exemples des événements déjà étudiés, il m'apparaît impossible de qualifier de manière semblable l'"aplanissement" qui s'est réalisé sur l'emplacement du Massif Central à l'issue du cycle orogénique hercynien -"surface post-hercynienne" des auteurs-, le retour à une topographie basse sur l'emplacement du Massif Central oriental au Crétacé supérieur, l'évolution subie par la portion du socle située entre les bassins de basse Margeride et ceux de l'Allier, à l'Oligocène, ou les regradations ayant affecté à n'importe quel moment de l'histoire alpine un "anticlinal" du Bassin Parisien. Les contextes structuraux, les systèmes morphobioclimatiques et les volumes soumis à l'érosion n'ayant pas été identiques, les conditions de réalisation de l'usure des formes n'ont pas été non plus semblables. Rien n'autorise à croire, surtout, que les détails du relief aient toujours présenté la même physionomie au moment de la remise en cause des équilibres par une nouvelle phase tectonique. La définition d'un état général du relief que j'ai qualifié de "*Primärrumpf*", placé à une certaine échelle spatiale, ne saurait avoir de signification à plus grande échelle. Elle ne suppose pas, en particulier, que la topographie soit parvenue à un stade d'évolution si avancé qu'elle se trouverait dans l'incapacité de perdre encore de la substance. C'est pourtant l'idée implicite que contient l'expression "surface d'érosion", comme je vais essayer de le montrer.

C. KLEIN est sans discussion possible le géomorphologue qui, après H. BAULIG, a le plus réfléchi aux grands concepts de la discipline ; il a d'ailleurs centré toute son oeuvre sur les notions discutées dans ces lignes. Il est donc normal de faire référence à ses travaux pour situer l'opinion des géographes sur ces problèmes. Or il apparaît clairement, si on lit avec attention sa thèse, que la seule, mais énorme, différence qui l'a conduit à s'opposer à l'"école parisienne" de A. CHOLLEY réside, ainsi qu'on l'a dit plus haut, dans l'âge à donner à l'ultime aplanissement ayant régularisé les topographies du bassin de Paris et de ses bordures hercyniennes. Comme le principal phénomène qui a poussé C. KLEIN à adopter une telle position a été l'arrivée des sables granitiques miocènes, on peut en déduire, sans crainte de se tromper, que, dans son esprit, une "surface d'érosion" du type "pénéplaine", suivant l'expression employée, aurait été tout à fait incapable de voir des altérites aussi grossières la parcourir pour des raisons morphologiques. C. KLEIN, après beaucoup d'autres, a ainsi implicitement admis que la notion de "surface d'érosion" correspondait à une topographie dans laquelle l'état atteint par le relief et le modelé confinait à une sorte de perfection sur le plan de la régularité, proche de celle observée aujourd'hui dans les grandes cuvettes des régions arides. Assurément telle n'est pas mon opinion !

Pour moi il n'y a jamais eu de "surface" ou d'"aplanissement" pendant l'histoire alpine sur l'emplacement du Massif Central. Les horizons les plus "plats" ont existé au Jurassique ; par la suite, le degré de différenciation du relief a sans doute été toujours assez soutenu au niveau du modelé ; les pentes, et non les versants, ont en revanche parfois manqué au niveau du relief, car celui-ci a presque toujours été inscrit dans une fourchette altitudinale très faible. Je ne crois pas, dans tous les cas de figure, que le transit d'alluvions sableuses ait été totalement interdit par la planéité des paysages, et cela même aux époques de grand calme tectonique ; seules les quantités d'alluvions concernées et la longueur de leur déplacement ont varié. C'est ainsi que nous avons vu, au Lutétien, des alluvions grossières se déposer à l'intérieur du Massif Central, pendant que des matières dissoutes constituaient l'unique charge transportée par les eaux, et encore sur de très courtes distances, dans les plaines sédimentaires. Sur ces bases, je ne suivrai C. KLEIN ni dans son utilisation de la notion de "surface d'érosion", ni dans son opinion sur l'évolution du Bassin Parisien au Néogène.

La topographie du Massif Central, vers la fin du Burdigalien, a dû être l'une des plus régulières développées sur le socle depuis le début du Crétacé. Elle n'a pourtant sûrement pas été privée d'accidents de relief. Il importe maintenant d'évoquer brièvement ces dénivellations. Le paléogéographe se trouve, du reste, à cet endroit de son étude, face à la première et la dernière possibilité d'aborder, à une échelle un peu plus précise, la physionomie de la *Primärrumpf* alpine. Parce que les équilibres morphologiques réaménagés depuis l'aube du Secondaire ont été brusquement et définitivement détruits au Miocène supérieur, il s'agit bien d'une chance ultime. Parce que, en étant interrompues de manière soudaine dans leur évolution, les formes présentes à ce moment-là ont, dans une certaine mesure, été protégées de la destruction, les portions conservées de la *Primärrumpf* sont finalement les seuls témoins dignes de ce nom des événements passés. Peut-on parler à leur sujet de "paléformes" ? Je n'utiliserai pas ce terme pour les désigner : pour moi les véritables paléformes n'existent pas, sauf à l'état fossile, protégées de l'évolution subaérienne par une couverture sédimentaire ou volcanique. Une forme exposée aux agents atmosphériques est automatiquement soumise à une perte plus ou moins importante de matière. Les topographies héritées de la morphogénèse "miocène" n'ont pas pu être

conservées en l'état. Toutefois, établies sur des roches cohérentes, je crois qu'elles ont pu parvenir jusqu'à aujourd'hui avec un minimum de dégradation, et cela en raison des particularités de l'évolution structurale et bioclimatique du Massif Central depuis le Miocène supérieur. La relative subhorizontalité et la massivité des interfluves taillés par usure dans les couches dures, caractères dans lesquels on reconnaît habituellement la marque des "surfaces d'érosion", ont conduit les géomorphologues à conclure à une planéité quasi parfaite des anciennes topographies. Ce jugement a été faussé à mon sens par une illusion : les agents de la dissection postérieure dont on aurait tendance à supposer le tracé surimposé, se sont installés en réalité dans les creux qu'ils ont ainsi effacés, en même temps qu'ils gommaient la position dominante des portions conservées. L'érosion postérieure a achevé de brouiller le canevas ancien ; celui-ci ne peut être identifié avec un peu d'assurance que dans des circonstances particulières : par exemple, lorsque la forte résistance du matériel donnait une grande densité aux accidents topographiques en relief, ceux-ci ont pu par ailleurs résister beaucoup mieux aux effets de la dégradation ultérieure. Je reconnaitrai volontiers de telles "paléofformes" dans les "puys" qui accidentent les massifs de granite leucocrate du Limousin. Leur moindre sensibilité aux agents d'érosion mécaniques et chimiques, jointe à leur position d'amont en général située à proximité de la ligne de partage des eaux, expliquent leur faible transformation depuis près de dix millions d'années. A une autre échelle, et surtout dans un autre contexte historique, leur évolution est comparable à celle des inselbergs des régions intertropicales. Ils apparaissent ainsi comme les négatifs parfaits des alvéoles, dépressions creusées par l'érosion postérieure dans des zones fragiles du substratum, largement pénétrées par une altération sans doute en grande partie héritée de l'époque antéserravallienne.

Avec leur hauteur de plusieurs dizaines de mètres et leur largeur souvent située entre un ou deux kilomètres, les "puys" de la "Montagne" et des "reliefs" limousins permettent de se faire une idée de l'ampleur des accidents qui devaient jalonner, avec une moindre densité, la *Primärrumpf*. Il n'est pas exclu que des accidents de taille plus considérable l'aient dominée, notamment en limite des grands bassins-versants. Nous reviendrons plus loin sur cette question, essentiellement pour noter la difficulté qu'il y a aujourd'hui à les identifier -voir page 482-. Pour l'instant, une dernière tâche reste à accomplir : justifier les irrégularités de la topographie à la fin de la période étudiée. Plusieurs raisons existent à mon avis pour ne pas adopter l'idée, assez souvent avancée, de la perfection de la "surface miocène".

- La première, qui sera seulement mentionnée, puisqu'on vient d'en évoquer les effets, est la lenteur de l'érosion à réduire les reliefs résiduels, après qu'ils aient atteint une faible dimension.

- La seconde, est que la phase d'accalmie tectonique, représentée dans l'histoire alpine par les deux premiers tiers du Miocène, a eu ses limites. Les contraintes n'ont jamais cessé de s'exercer dans les profondeurs du substratum et il est non seulement vraisemblable, mais même certain, qu'une crise de la puissance de celle que nous allons décrire au Miocène supérieur a été précédée de mouvements du sol annonciateurs. L'ampleur de ceux-ci est difficile à préciser. L'absence d'arrivées massives de matériaux sur la périphérie doit en effet être interprétée avec prudence...

- Il ne faut pas oublier qu'une partie non négligeable de la déstabilisation provoquée par la tectonique a sans doute été masquée par les conséquences des changements bioclimatiques : rafraîchissement de la moyenne thermique et diminution du total pluviométrique d'un côté, développement de la strate herbacée de l'autre.

* * *

- B -

LA CRISE "PLIOCENE"

* * *

Il n'y a guère d'originalité à affirmer aujourd'hui la formidable ampleur et les énormes conséquences topographiques d'une série d'événements qui ont retenu l'attention des grands spécialistes de géologie structurale et déjà fait l'objet de nombreuses mises au point [H. STILLE, 1955 - J. BOURCART, 1960 - L. GLANGEAUD, 1967 - J. AUBOÏN, 1971]. L'importance de cette crise d'envergure mondiale n'a pas, bien entendu, échappé aux géomorphologues : E. DE MARTONNE en a souligné les conséquences pour la genèse du relief dans sa thèse sur la Valachie, dès 1907, puis dans plusieurs autres publications [1909, 1911]. De multiples travaux contemporains, riches de datations précises, ont permis d'en cerner les effets et illustrent parfaitement son caractère exceptionnel. Il est, au contraire, paradoxal d'avoir à en assurer la démonstration pour un massif ancien placé dans l'avant-pays alpin, à proximité du foyer de contraintes méditerranéen, alors que la puissance des mouvements fini-tertiaires est reconnue depuis longtemps dans d'autres portions de socle situées dans un contexte voisin -Massif Vosgien- ou dans des conditions de stabilité en apparence encore mieux assurées -Ardennes ou Massif Armoricaïn-. Le lecteur doit bien saisir, à ce propos, toute l'originalité de la situation. On pourrait à la rigueur admettre que les géomorphologues amenés à réfléchir sur le relief du Massif Central aient jugé indispensable, au vu de sa position, d'envisager le début de sa surrection dès les premiers mouvements "alpains", quitte à placer le dernier et le plus puissant des épisodes de soulèvement au Néogène supérieur. Les nécessités de la logique imposée à l'École française de géomorphologie par sa lecture polyphasée du relief ne l'a pas permis ! Placé devant l'obligation de trouver une hiérarchie dans les aplanissements, chaque auteur, de A. DEMANGEON à P. MANDIER, a été contraint de limiter au maximum les effets de la tectonique récente. Une attitude inverse leur aurait interdit d'entreprendre avec succès la recherche des "cycles" ou des systèmes de "pédiments", expressions en définitive très proches d'une même façon de comprendre l'évolution morphogénique, sous la forme d'une histoire hachée par des discontinuités de tous ordres. Sauf pendant une quinzaine d'années, entre 1954 et 1969, c'est le même schéma "fixiste" qui s'est affirmé. Il est donc aujourd'hui nécessaire de redécouvrir, pour l'ensemble du Massif Central, ce que J. BEAUJEU-GARNIER avait affirmé, avec un parfait bon sens mais une argumentation un peu courte, pour le seul Limousin [1954], à savoir que les reliefs actuels correspondent à des volumes orogéniques nés d'une phase majeure de déformations. Il est d'ailleurs possible aujourd'hui d'aller beaucoup plus loin, en précisant l'âge et les diverses modalités d'un phénomène peut-être encore inachevé.

Le premier travail à effectuer dans le cadre de cette section est de bien fixer la situation chronostratigraphique de la période étudiée et d'expliquer le qualificatif de "pliocène" que j'ai choisi de lui accorder.

1 - CONSIDERATIONS STRATIGRAPHIQUES :

En termes stratigraphiques actuellement en vigueur, la période dont il va être question dans l'ultime partie de ce travail devrait être qualifiée de Turolo-plio-quatenaire ; soit l'association de trois adjectifs désignant le dernier étage continental du Miocène, la dernière époque du Néogène et la plus récente des ères géologiques ! Outre une juxtaposition peu orthodoxe de vocables empruntés à différents ordres taxonomiques, on notera le maniement malcommode d'une formule à "rallonge". Je me suis longuement interrogé sur l'expression à choisir. Aucun terme n'existant pour désigner de façon globale la portion de l'échelle stratigraphique concernée, il m'est assez vite apparu que le moins ambigu était celui de "pliocène". Je vais essayer de justifier ce choix à l'occasion d'une brève réflexion sur l'utilisation qui a été faite de ce terme.

M. GIGNOUX dans son célèbre traité de stratigraphie décrit le Néogène méditerranéen comme un ensemble de deux cycles sédimentaires dont le second, celui du Pliocène, "s'impose avec une netteté sans égale" [1960, p. 625]. Il est vrai que l'histoire de la sédimentation de la vallée du Rhône semble d'une clarté déconcertante. A la transgression "vindobonienne" a succédé un épisode régressif d'une importance exceptionnelle, centré sur un événement non moins remarquable : la "crise de salinité méditerranéenne" ; ce n'est qu'à l'issue de ce dernier épisode que la mer est peu à peu revenue en une nouvelle et dernière phase transgressive, déposant dans de profondes rias les séries marneuses d'abord, sablo-caillouteuses ensuite, du Tabianien et du Plaisancien.

L'histoire pliocène est souvent beaucoup plus difficile à établir ailleurs. Sur la façade atlantique de notre pays, les chercheurs ont voulu retrouver, ainsi que je l'ai déjà fait remarquer -voir page 450-, une évolution identique. On a cru qu'à la transgression falunienne miocène avait succédé une période de creusement puis une transgression redonienne, contemporaine du Pliocène méditerranéen. Il est aujourd'hui bien établi que le Redonien dépasse très largement le Pliocène *stricto sensu* et regroupe des terrains allant du Miocène supérieur au Quaternaire. La conception des géologues français du Pliocène a donc été fortement influencée par des faits possédant localement un grand intérêt, mais très certainement sans valeur universelle. Ceci explique que la délimitation française et européenne du Pliocène soit sensiblement différente de la durée attribuée à la même période par les chercheurs soviétiques ou américains. Nous allons analyser plus en détail les problèmes posés par les limites inférieure et supérieure du Pliocène.

Suivant que l'on s'appuie sur l'évolution des Mammifères, donnée fondamentale de la stratigraphie des terrains continentaux au Cénozoïque, ou sur l'évolution des faunes marines, en fonction des principes stratigraphiques classiques, la situation chronologique qu'il convient de donner à la base du Pliocène change considérablement. En simplifiant, on peut dire que les pays qui ont retenu la première solution ont un Pliocène "long", ceux qui ont choisi la seconde un Pliocène "court". Pendant longtemps on a estimé les âges donnés par les deux types de faunes plus ou moins synchrones ; on avait fixé un peu arbitrairement la coupure mio-pliocène vers 10 M.A.. Les perfectionnements dans les moyens de datation ont démontré que les limites choisies étaient très décalées dans le temps les unes par rapport aux autres.

En Amérique du Nord, le Clarendonien inférieur, qui inaugure le Pliocène, possède un âge absolu d'environ 12 M.A., alors qu'en Méditerranée l'épisode messinien, au sommet du Miocène, s'étend d'après le paléomagnétisme entre 6,5 et 5 M.A. ! Un semblable décalage n'a rien à voir avec des erreurs de radiochronologie ou de paléomagnétisme. Ces événements sont bien situés à leur place par l'évolution des faunes. Le Clarendonien correspond à l'apparition de *Hipparion* qui est précisément originaire de l'Amérique. Sa prohorésis, presque mondiale, n'a pas duré, selon les spécialistes, plus d'un million d'années [L. GABOUNIA et M. RUBINSTEIN, 1971] ; or il apparaît dans le bassin de la Méditerranée à la base du Vallésien -zone MN 9- dont l'âge absolu n'est pas supérieur à 11 M.A.. L'écart enregistré est donc tout entier à mettre sur le compte d'un choix différent de la limite mio-pliocène. On connaît l'origine du désaccord : il s'explique par la place réservée à la période située entre la fin de la transgression miocène et le début de la transgression pliocène. Les uns, parce qu'elle correspond à une phase continentale où les stratotypes marins sont très difficiles à trouver, préfèrent la rattacher au Miocène, les autres au Pliocène, car elle a vu se réaliser l'amorce des déformations tectoniques en grande partie responsables du renouvellement apporté aux faunes terrestres. Je n'étonnerai aucun des lecteurs qui ont pris connaissance avec attention de mes précédents commentaires sur la chronostratigraphie si, tout en reconnaissant une plus grande logique stratigraphique au choix d'un Pliocène "court" effectué par les géologues européens, je lui préfère incontestablement, pour des raisons paléogéographiques évidentes, celui d'un Pliocène "long". Dans le cadre d'une étude géomorphologique du Massif Central, "l'idéal" aurait été un Pliocène intégrant toute la période initiale des grandes émissions volcaniques -Cantal, Velay- ; c'est-à-dire un Pliocène débutant un peu avant 9 M.A., à la base de la zone MN 11, au Turolien inférieur. Il n'en a pas été ainsi parce que, comme on pouvait s'y attendre, le choix des stratigraphes ne repose pas sur le souci d'assurer une commodité de vocabulaire à chacun des utilisateurs potentiels de leur discipline. Le géographe doit en prendre acte tout en précisant sa position. Une série de remarques très similaires vont être faites au sujet de la limite supérieure du Pliocène.

Dans la mesure où la fin du Pliocène et le Quaternaire ont été marqués par une autre très nette régression marine, les spécialistes se trouvent face à des problèmes voisins de ceux qui viennent d'être évoqués pour établir une chronostratigraphie fondée sur des stratotypes marins. On se trouve contraint d'avoir recours à l'évolution des faunes terrestres ; l'utilisation de celle-ci a pu être précisée de manière heureuse par le récent développement de la palynologie, sur sédiments continentaux mais aussi marins -travaux de J. P. SUC-. La multiplication des études en Europe occidentale a fait réaliser de grands progrès à l'établissement d'une classification qui s'était engagée dans une voie particulièrement ambiguë avec l'adoption du terme "Villafranchien".

F. BOURDIER, lors du congrès INQUA de Paris en 1969, a parfaitement résumé l'origine des difficultés : en 1865, le géologue italien PARETO regroupa sous le nom de "Villafranchien" les terrains fluvio-lacustres qui recouvrent en continuité les sables marins littoraux dits "astiens". Comme localité type de l'étage, il proposa Villafranca d'Asti, où avaient été découverts les fossiles *Mastodon arvernensis*, *M. borsoni*, *Elephas meridionalis*, et *E. antiquus*. En France, le terme "Villafranchien" a été introduit par C. DEPERET qui suggéra de distinguer deux étages dans le "Pliocène supérieur" : le "Villafranchien", qu'il caractérisait par l'association des derniers Mastodontes avec de nombreuses espèces arrivées d'Asie, *Elephas*, *Equus*, *Bos*, et le "Saint Prestien", marqué par la disparition des Mastodontes. M. GIGNOUX, dans sa thèse et dans les différentes éditions de sa "géologie stratigraphique", a adopté un point de vue voisin ; il a répandu l'usage d'un terme qu'il considérait comme un équivalent continental du "Calabrien" marin, mais qu'il maintenait dans le Pliocène supérieur. Le "Villafranchien" et le "Calabrien" ont été officiellement rattachés au Quaternaire par le congrès de Londres, en 1948. La majorité des quaternaristes ont suivi cette recommandation, cependant la reprise des fouilles dans la région de Villafranca d'Asti a démontré, dans les années 60, toute l'ambiguïté d'une situation largement confirmée depuis par les travaux des stratigraphes italiens.

Les faunes extraites des niveaux réputés "villafranchiens" ne comportent pas les genres de Mammifères considérés par C. DEPERET comme classiques du "Villafranchien" : *Bos*, *Equus*, *Elephas*. Au

contraire, la présence d'un Rongeur comme *Mimomys occitanus stehlini* prouve l'âge pliocène de ces dépôts et leur appartenance à la zone MN 15, au Reuvérien des Pays-Bas en terme de palynologie continentale. Cette faune est antérieure aux premières manifestations de froid intense, elle n'est pas contemporaine du "Calabrien". Dans les sondages marins -travaux de M. B. CITA, 1971- et dans la plupart des coupes prises pour référence -Castella, Santerno, Val d'Arda-, la limite plio-pléistocène peut être située grâce aux Foraminifères, entre la zone dite à *Globorotalia inflata* et celle dite à *G. Pachyderma* -sédiments littoraux- ou à *G. truncatulinoides* -sédiments de haute mer-. La situation à ce niveau de la coupure s'explique par l'apparition, dans cette dernière zone, de *Hyalinea balthica* et de *Arctica islandica* dont la migration, depuis les régions nordiques, dans les eaux de la Méditerranée était classiquement attribuée au premier grand refroidissement quaternaire. Il est désormais bien établi par l'intermédiaire du paléomagnétisme que cette apparition des espèces nordiques en Méditerranée s'est en réalité produite vers 1,8 M.A., au début de l'anomalie positive d'Olduvai, au cours d'une période ne correspondant pas à des froids intenses -Tiglien des Pays-Bas-. On doit prendre acte qu'une partie du "Villafranchien" correspond à la partie supérieure du Plaisancien, étage pliocène, tandis que ses assises sommitales se sont déposées au Pléistocène inférieur. Le "Villafranchien" est donc placé "à cheval" sur deux ères géologiques, ce qui gêne considérablement l'emploi stratigraphique d'un terme qui était pourtant entré dans les habitudes de nombreux chercheurs, en particulier chez ceux travaillant dans le Massif Central.

Les travaux de P. BOUT, centrés sur les terrains "villafranchiens" des bassins supérieurs de la Loire et de l'Allier, ont largement contribué à généraliser l'utilisation de cette dénomination. Bien qu'il ne soit pas question de lui en faire grief, on peut se demander si un tel succès a eu d'heureux effets sur la connaissance paléogéographique de la période. Commode en raison de la longue durée qu'il qualifie, l'adjectif "villafranchien" a été attribué à de nombreuses formations dont la position chronostratigraphique et la signification morphogénique étaient variables. Une certaine imprécision en est résultée ; c'est la raison pour laquelle j'emploierai le moins possible cette expression et toujours avec les guillemets servant à souligner son sens particulier. J'essaierai de la remplacer chaque fois que cela me sera permis par le nom des formations continentales néerlandaises, de loin les plus évocatrices du fait des références palynologiques que l'on possède maintenant. Ma position ne doit pas, cependant, être mal interprétée : elle se démarque nettement de celle des stratigraphes. Dans mon optique, il ne saurait être question de renoncer à l'utilisation du terme "villafranchien" en fonction de son ambiguïté par rapport à la limite plio-quaternaire. La preuve en est que cette limite sera tout à fait "ignorée" dans ce travail ! Une telle option mérite très certainement d'être justifiée.

Deux raisons m'ont poussé à le faire : la signification de plus en plus limitée d'une coupure, qui relève désormais surtout de l'usage stratigraphique, et un point de vue d'abord influencé par des données structurales et morphologiques qui "ignorent" cette convention.

La première justification n'est pas originale ; je la rappellerai néanmoins. Trois grands critères avaient été cités par les géologues pour servir de fondement à la création d'une ère quaternaire : l'apparition de l'homme, référence la plus prestigieuse, le début des grandes crises climatiques glaciaires et le profond renouvellement des faunes terrestres ou marines habituellement observé au niveau des grandes coupures de l'échelle stratigraphique. Or aucun de ces arguments n'est plus recevable pour situer la limite plio-pléistocène à la place choisie.

- L'origine de l'homme fait encore l'objet de recherches, mais l'on est certain que les Australopithèques, par exemple, sont apparus depuis plus de quatre millions d'années. L'apparition de l'homme remonte ainsi de façon certaine au Pliocène.

- Les bouleversements climatiques récents ont eu des répercussions capitales au niveau de la paléogéographie. En se basant sur les modifications connues par les microflores, par référence à celles qui se sont produites au cours et depuis la plus récente des crises, il a été possible aux palynologues de reconstituer dans le détail l'évolution du couvert végétal pour des régions de plus en plus nombreuses et pour une période de plus en plus longue. Le principal enseignement à tirer de ces travaux est net : après les ruptures de l'Eocène terminal et du Miocène moyen, une troisième phase de refroidissement s'est produite au Miocène supérieur ; le développement temporaire, en Europe occidentale, de la première formation steppique à caractère "subarctique" s'est fait au Pliocène supérieur -Prétiglien des Pays-Bas-.

- On sait que les géologues ont porté une attention toute particulière aux changements intervenant dans les faunes, en raison de leur caractère définitif mais aussi de leur rapidité supposée à l'échelle des temps géologiques. Avec les modifications intervenues à la fin de l'ère tertiaire et grâce au progrès de la paléontologie et des datations absolues, on peut mesurer la relativité de certaines affirmations. Dans les eaux marines où l'on imaginait des transformations de grande ampleur sur une durée très courte, il est aujourd'hui établi que les faunes "fraîches", chez les Foraminifères comme chez les Mollusques, ont envahi la mer du Nord au Pliocène, alors que leur apparition en Méditerranée a été nettement plus tardive et ne s'est pas faite à l'occasion d'un refroidissement intense. Dans la faune terrestre, les changements ont encore été plus progressifs : il est tout à fait impossible aujourd'hui de considérer, suivant l'opinion de E. HAUG au début du siècle, que les Eléphants, les Equidés et les Bovidés sont venus ensemble en Europe occidentale ; ils se sont installés peu à peu à partir de la zone MN 15, qui marque le début du renouvellement avec l'arrivée des Rongeurs du type campagnol, jusqu'à la zone MN 17.

Mon but n'est pas de contester, à travers les précédentes remarques, l'existence du Quaternaire, mais de montrer, une fois de plus -voir page 361 et suivantes- que la stratigraphie ne relève que de conventions appelées à être modifiées au fur et à mesure des progrès de la recherche. J'admettrais très volontiers que la coupure dans l'histoire de la vie introduite entre le Pliocène et le Quaternaire vaut, malgré le manque de recul pour en juger, autant, sinon plus, que beaucoup d'autres. Le travail du stratigraphe étant, par définition, de

rechercher des jalons les plus faciles à discerner dans le déroulement d'un temps géologique dont chacun connaît par ailleurs la continuité, il serait mal venu de discuter celui-ci. Mes compétences ne me le permettent pas. Mon unique dessein est de faire comprendre aux lecteurs ma position de géographe. Etant admis qu'une rupture de taille considérable, dont il n'existe pas d'équivalent dans toute la durée du cycle alpin, s'est produite au Tertiaire supérieur, le géomorphologue, plus sensible aux transformations de l'ensemble du milieu qu'à celles du seul monde vivant, -sous la dépendance de la première mais avec un temps de retard-, se doit à mon avis de considérer dans ses raisonnements le Quaternaire comme un simple prolongement du Pliocène. L'intégralité des pages qui vont suivre, servira à illustrer cette affirmation. Je me contenterai ici de citer les deux principaux arguments.

- Les crises glaciaires ne sont pas apparues de manière brutale, avec le début du Quaternaire. Elles représentent l'aspect le plus spectaculaire d'une longue et finalement assez régulière évolution à l'intérieur de laquelle il existe plus de points communs entre les refroidissements du Pliocène supérieur et du Pléistocène inférieur qu'entre ces derniers et ceux du Quaternaire moyen et récent.

- Les convulsions tectoniques responsables de la genèse du relief actuel se sont réparties sur toute la durée de la période étudiée, du début du Miocène supérieur à aujourd'hui. Les mouvements n'ont pas été constants : nous verrons que trois épisodes peuvent être plus ou moins aisément distingués. Dans la mesure où ils correspondent à peu près aux découpages stratigraphiques classiques, Miocène supérieur, Pliocène, Quaternaire, on pourrait y voir une raison de séparer l'étude de ces phénomènes en trois chapitres. En fait, beaucoup plus que les variations dans l'intensité des déformations, ce sont les modifications apportées à leur style qui méritent de retenir l'attention du chercheur. Deux grandes catégories de mouvements ont eu lieu : d'une part, des mouvements différentiels dénivellant des portions de la *Primärrumpf*, d'autre part, un soulèvement épeirogénique aux conséquences de plus en plus vastes au fur et à mesure du temps. Des mouvements différentiels se poursuivent actuellement, mais il est évident que l'épeirogenèse a vu son ampleur s'accroître. Parce que l'on se trouve face à un phénomène qui possède visiblement sa propre logique d'évolution, j'ai jugé qu'il serait maladroit d'en scinder l'étude.

Il me faut, à l'issue de ces considérations très générales, revenir à l'étude des effets de la crise "pliocène" sur le Massif Central. Mon désir n'étant pas de réaliser une analyse régionale, ces effets ne seront pas envisagés de la même façon à travers la totalité du Massif. Fidèle à la démarche adoptée jusqu'ici, ma réflexion se situera à plusieurs échelles : après la présentation d'exemples régionaux précis, j'essayerai d'extrapoler les résultats obtenus au niveau de l'ensemble du socle.

2 - LES EFFETS GEOMORPHOLOGIQUES DE LA CRISE "PLIOCENE" A L'ECHELLE REGIONALE :

Les régions dont le comportement tectonique et géomorphologique va être détaillé dans cette partie, ont été sélectionnées en fonction des possibilités qu'elles offrent au chercheur pour asseoir sa démonstration. Très naturellement mon choix s'est porté sur deux secteurs d'intenses activités volcaniques : le Sud-Ouest de l'Auvergne d'abord, les marges entre le Velay et le Vivarais ensuite. Avec d'une part leurs forts reliefs responsables de l'organisation des bassins-versants, d'autre part la présence des nombreux jalons fournis par les coulées de lave, ces régions constituent un premier moyen pour tourner les difficultés propres à l'étude des reliefs développés sur le socle : le manque de repère pour situer dans l'espace et dans le temps les différentes manifestations de la tectonique. Un troisième secteur, aux caractères très éloignés, sera évoqué : les marges Morvan-Charollais-Beaujolais. Centrée sur un creux, la dépression Dheune-Bourbince, et non sur une ligne de partage des eaux, la zone en question, inscrite à une très faible altitude puisque les cotes n'y dépassent pratiquement jamais 600 mètres, me permettra d'aborder le cas des parties du Massif Central modérément soulevées ; elle sera aussi l'occasion d'utiliser la seconde possibilité disponible pour définir les volumes actuels : le témoignage de la couverture sédimentaire.

a - LE HORST MARGERIDE-CEZALLIER-MONTS DORE ET SES RETOMBEES ORIENTALE ET OCCIDENTALE :

1°) LA VALLEE EPIGENIQUE DE L'ALAGNON :

Le bassin de l'Alagnon est, à mon sens, l'endroit où les effets de la tectonique cassante du Tertiaire supérieur peuvent être identifiés et replacés dans la chronologie avec le plus de facilité. Il est pour le moins étonnant qu'aucun géomorphologue ne se soit intéressé à sa signification, avant la publication que je lui avais partiellement consacrée en 1981. Des éléments de datation très fiables permettent d'aboutir à une conclusion fondamentale : l'organisation du drainage et la surrection de l'axe Margeride-Cézallier remontent au Miocène supérieur.

Nous avons vu dans le Livre I -page 49 et figure 17- que l'Alagnon présente, à l'heure actuelle, un tracé épigénique spectaculaire avec une section recoupant la "chaîne" de Rézentières à la commissure Margeride-Cézallier. Il convient d'analyser ici les rapports que le cours d'eau a entretenus avec le volcan du Cantal, le horst cristallin qui prolonge celui de Margeride et les coulées basaltiques qui le recouvrent.

La première certitude que l'on peut avoir est l'âge néogène de l'installation du cours d'eau. Prenant sa source au coeur du strato-volcan, dans la zone des sommets superposée à la fosse volcano-tectonique reconstituée par les géophysiciens, l'Alagnon est une rivière dont le cours est apparu avec les pentes nouvelles créées par la construction du cône volcanique ou, plus vraisemblablement, lors de la mise en place du bombement pré-éruptif, très peu de temps avant le déclenchement des émissions de matériaux. Deux observations conduisent à cette conclusion.

- J. P. MILESI a indiqué dans sa thèse de 3^{ème} cycle [1976] que, dès les premiers épisodes basaltiques et, surtout, lors des écoulements pyroclastiques du Paléo-Cantal latitique -à peu près entre 8,9 et 8,3 M.A. selon A. DE GOER DE HERVE [1979]- ou du Néo-Cantal trachyandésitique -8,2 à 7 M.A. selon la même source-, les produits volcaniques avaient convergé vers le secteur occupé aujourd'hui par le lit de l'Alagnon, preuve indubitable de l'existence d'un creux topographique.

- Il est, d'autre part, difficile de reculer très loin dans le Miocène l'organisation de la rivière. Nous avons vu que le substratum antécantalien avait été concerné sur la majeure partie de son étendue par la sédimentation paléogène. Une inversion structurale s'est produite entre cette époque et le Miocène supérieur. La preuve en est facile à apporter puisque les sédiments oligocènes, primitivement déposés dans un fossé, dominant aujourd'hui à l'Ouest les plateaux cristallins de la Châtaigneraie, établis entre 600 et 700 mètres et à l'Est ceux de la basse Margeride ou de l'Artense situés à 900 ou 1 000 mètres. Ils ont été portés à au moins 1 100 mètres sous le centre du Cantal ; ils affleurent à cette altitude à proximité de Dienne, sur les versants de la vallée de la Santoire. Comme la médiocre résistance de ces terrains marneux n'aurait pas permis une longue conservation en l'absence de matériaux volcaniques protecteurs, il est normal de supposer que l'inversion structurale responsable du bombement topographique s'est faite très peu de temps avant les grandes éruptions de matériaux acides.

Il a été précisé, au cours du chapitre précédent, que la Margeride et son prolongement septentrional avaient constitué, tout au long de la sédimentation oligocène, une sorte de demi-horst fournissant des dépôts grossiers aux fossés de basse Margeride, ouverts au pied de failles actives, et des alluvions plus fines aux Limagnes de l'Allier supérieur, établies en contrebas du revers du bloc en pente régulière. J'avais alors, néanmoins, insisté sur la faiblesse de son altitude. D'autres auteurs ont pourtant utilisé les indications fournies par les terrains paléogènes pour admettre une mise en place des reliefs au Tertiaire inférieur [B. COQUE-DELHUILLE, 1978]. Le tracé suivi au début du Miocène supérieur par l'Alagnon paraît leur donner tort. La figure 95 A, qui tente de reconstituer la topographie le long du cours d'eau, montre que le parcours suivi par l'Alagnon a nécessité un relief très plat sur l'emplacement de la future "chaîne" de Rézentières et un raccord parfait entre la surface d'accumulation paléogène et le plan d'érosion établi sur les roches cristallines ou cristallophylliennes. Il n'existe, en effet, aucun argument sérieux pour supposer la présence à ce moment-là d'une couverture sédimentaire qui aurait fossilisé le horst.

Les indices des premiers rejeux ayant affecté l'axe Margeride-Cézallier datent aussi du Miocène supérieur. Ils se sont sans doute produits assez vite après l'installation du cours d'eau. L'unité topographique de la retombée orientale du bombement antécantalien, qui formait une longue et faible pente en direction de la Petite Limagne (fig. 95 A), n'a pas résisté à la poursuite et à l'accentuation des mouvements tectoniques différentiels. Le seuil "oligocène" s'est à nouveau soulevé, l'Alagnon maintenant son tracé par antécédence (fig. 95 B).

La démonstration de ce fait repose sur plusieurs observations.

- Les conglomérats ponceux cantaliens ne sont pas connus au-delà du grand talus qui sert de limite occidentale à l'ensemble Margeride-Rézentières-Cézallier. Ils semblent même venir buter contre la base de cet obstacle dans la région de Pagros, au Nord de S^t-Flour [A. DE GOER DE HERVE, 1972], et vers Servières en rive gauche de l'Alagnon [G. BOUDON, 1979].

- Des alluvions sablo-graveleuses, les "Sables de Babory", dont la composition pétrographique implique une provenance des hauteurs de Rézentières, s'interstratifient localement entre les conglomérats ponceux et les basaltes de la planèze [A. DE GOER DE HERVE, 1972]. Elles indiquent la position dominante de ce secteur à ce moment-là.

- La nappe de basalte doléritique dite "de Latga", qui forme une des coulées inférieures de la planèze et qui a été la seule à s'épancher jusqu'à l'Alagnon, a fossilisé le lit de la rivière qui s'engageait déjà en défilé dans le granite. On peut en effet démontrer que le talweg fossilisé appartenait à un cours d'eau drainant un bassin encore plus vaste que l'actuel. A. DE GOER DE HERVE [1972] avait signalé, dans la corniche du versant droit de l'Alagnon, la présence de la "nappe de Latga" superposée à un banc de galets basaltiques et phonolitiques. G. BOUDON [1979] a retrouvé en rive gauche, entre Joursac et Elgines, la même superposition : dolérites vertes de Latga sur alluvions à galets de phonolite. Or on sait aujourd'hui, grâce aux travaux de P. WATELET [1977], que le mélange de laves basaltiques claires et de phonolites représente des alluvions grossières issues d'un bassin-versant de l'Alagnon qui comprenait alors la haute vallée de la Santoire et le plateau de Limon, d'où proviennent les phonolites [A. DE GOER DE HERVE, *in litteris*]. Comme à Elgines la position des alluvions et de la "nappe de Latga" se situe une centaine de mètres en contrebas des plus hauts affleurements du socle (fig. 95 B), il est certain qu'à cette époque l'Alagnon s'inscrivait d'autant à l'intérieur du horst du Cézallier en cours de surrection.

L'âge radiochronologique des conglomérats du Paléo-Cantal fixé entre 8,9 et 8,3 M.A. -âge qui est confirmé par l'appartenance à la zone MN 10 des faunes associées aux tufs volcaniques situés sous les lahars, voir ci-dessous- et celui moins bien établi de la "nappe de Latga" -deux mesures par des laboratoires différents

ont donné l'une $6 \pm 1,2$ M.A., l'autre $5,6$ M.A. [A. DE GOER DE HERVE, *in litteris*]- permettent de placer les premiers mouvements de surrection de l'axe Margeride-Rézentières-Cézallier entre $8,5$ et 6 M.A. L'évolution du horst et le creusement des gorges de l'Alagnon peuvent ensuite être étudiés avec encore plus de précisions grâce à l'épisode effusif des "basanites noires".

On doit à A. THONAT [1966] la reconstitution, sur quarante kilomètres de longueur entre Ferrières-Sainte-Mary et le Lembron, de ce qu'il a baptisé "la vallée fossile pliocène de l'Alagnon". En recherchant, sur les deux versants dominant l'Alagnon, des affleurements de "basanites noires" superposées à des alluvions, il a pu reconstituer le chenal suivi par la rivière au moment de l'émission de ces laves très fluides.

A. DE GOER DE HERVE a, dans sa thèse [1972], prolongé en amont de Ferrières les recherches de A. THONAT. Il a suivi les laves sombres, en rive droite, jusqu'à Pont du Vernet. Malheureusement, il n'a pas rencontré d'alluvions infrabasaltiques dans cette section -soit parce que la pente longitudinale était trop forte pour qu'elles se déposent, soit parce que les coupes visibles ne représentent pas l'axe du talweg-, il demeure donc une certaine imprécision dans la reconstitution du profil en long (fig. 95 C). Il a, enfin, émis l'hypothèse d'un rattachement des basanites de l'Alagnon aux limburgites qui arment la colline du calvaire de Neussargues -point d'émission possible-.

Il convient d'envisager les conséquences morphologiques de ces observations (fig. 95 C). Lors de la fossilisation de sa vallée, l'Alagnon était déjà profondément inscrit dans le socle : en tenant compte des incertitudes existant encore, on peut admettre pour la section Pont du Vernet-Ferrières un encaissement d'au moins 250 mètres et une incision maximale située à proximité de Ferrières. A l'aval, la profondeur diminuait par paliers, atteignant encore 150 mètres en amont de Massiac. Au-delà de Massiac, les coulées de basanites se sont étalées sur un espace beaucoup plus large : elles se rencontrent aujourd'hui à la surface des bas plateaux, indiquant une absence totale d'incision de la rivière.

L'âge des "basanites noires" n'est pas encore déterminé définitivement. Elles recouvrent à Chalet, au Nord - Nord-Est de Massiac, des argiles sableuses qui ont livré à P. MARTY [1908] une molasse supérieure gauche d'*Hipparion gracile* KAUP ; mais comme on se trouve à cet endroit en dehors de la vallée proprement dite, sur un niveau appartenant à la *Prismarrumpf* alpine, la découverte paléontologique n'est pas d'un grand intérêt : les argiles sableuses ont pu sédimenter bien avant le creusement de la vallée, en amont, et l'arrivée des laves, ce que confirme la différence de granulométrie entre les alluvions à galets de l'Alagnon et les dépôts fins fossilifères. Un deuxième repère, plus significatif, est fourni vers Pont du Vernet par la position relative des laves limburgitiques sous la "nappe de Latga". Situées au moins cinquante mètres en contrebas des affleurements d'Elgines, les limburgites repérées par A. DE GOER DE HERVE montrent la poursuite de la surrection du horst ; elles sont donc postérieures aux dolérites vertes de Latga d'âge Miocène terminal. Deux datations absolues ont été réalisées sur ce matériel : la première a été effectuée, dans le Lembron, sur les "basanites noires", elle a donné $5,35 \pm 0,15$ M.A. [J. M. CANTAGREL et A. THONAT, 1976] ; la seconde a concerné les limburgites de Neussargues, datées de $4,6$ M.A. [in G. BOUDON, 1979]. Elles paraissent infirmer les rapports limburgites-"basanites noires" ; il est cependant difficile d'être affirmatif. Quoi qu'il en soit, on peut sans trop s'avancer estimer que la fossilisation du talweg s'est produite au tout début du Pliocène. On obtient ainsi confirmation de la situation dominante, à ce moment-là, du Cézallier par rapport à la Limagne, avec une dénivellation d'ensemble d'environ 350 mètres (fig. 95 C). Les déformations -failles simples, système de failles, flexures ou pendages- qui affectent le flanc oriental de la chaîne de Rézentières et du Cézallier, appartiennent par conséquent à l'importante génération des mouvements différentiels du Miocène supérieur.

A. THONAT avait déjà remarqué l'absence de parallélisme entre les profils en long de la vallée fossile et du talweg actuel de l'Alagnon. Constatant l'augmentation d'altitude relative des alluvions infrabasaltiques au-dessus du cours d'eau - 120 mètres à Massiac, 200 mètres dans le Lembron, fig. 95 D-, il avait assez maladroitement attribué ce phénomène au "jeu d'une discontinuité tectonique aux environs de Massiac", responsable d'un soulèvement du socle à l'amont. Il avait par ailleurs conclu à l'absence de toute autre déformation de grande ampleur [1966, p. 156]. Il est nécessaire de réviser ces conclusions.

- Grâce à la cartographie des laves poursuivie à l'amont par A. DE GOER DE HERVE, on peut soupçonner que le mouvement de surrection du Cézallier s'est poursuivi après l'épanchement des "basanites noires". Celles-ci sont dénivelées d'une cinquantaine de mètres de part et d'autre du ruisseau de Valjouze. L'accident qui est placé dans le prolongement exact du talus oriental de la portion la plus élevée du horst Rézentières-Cézallier est le pendant de la grande faille occidentale (fig. 95 D). La partie culminante du horst a achevé son ascension au Pliocène.

- Des mouvements se sont aussi produits à l'aval. A. THONAT a mal interprété le phénomène d'augmentation de l'altitude relative des alluvions infrabasaltiques ; ce n'est pas la surrection du Cézallier qui en est à l'origine, mais bien le soulèvement relatif d'une partie des bas plateaux et de la Petite Limagne. Ceci explique, entre autres, la très faible déclivité enregistrée sur le profil en long de cette section de la vallée fossile - 30 mètres pour une vingtaine de kilomètres-.

On peut apporter la preuve de ces mouvements. Une faille dénivelle coulées et alluvions infrabasaltiques de l'Alagnon dans la région de Chambézon. Cette faille n'est pas transversale par rapport au tracé de la rivière, mais longitudinale (fig. 95 D et 97 A) : elle sépare d'une quarantaine de mètres le compartiment soulevé à l'Ouest et le compartiment affaissé, aujourd'hui découpé en trois buttes -buttes de la Bastide, du Puy Ferrat et de la Rodde-. Les arguments qui conduisent à reconnaître un tel accident sont d'ordre morphologique -la dénivellation topographique et l'alignement des différentes unités- et géologique. On retrouve

au sommet de la butte de la Bastide la même succession de terrains, basaltes bleutés de la région d'Ardes, basaltes noirs de l'Alagnon et alluvions infrabasaltiques, que celle visible sur le niveau supérieur. Il n'est donc pas possible de douter de l'intervention de la tectonique cassante. Son âge reste plus difficile à déterminer. L'existence d'une forte évolution morphologique le long de l'accident, avec l'apparition d'un vallon de ligne de faille, plaide en faveur d'un âge tout de même ancien du phénomène. Nous verrons un peu plus loin que ces événements se sont vraisemblablement produits au Pliocène inférieur.

Il convient pour l'instant de prendre un peu de hauteur par rapport aux observations précédentes, de façon à les replacer dans leur cadre régional. La tectonique est intervenue de manière suffisamment nette pour que ses effets restent facilement identifiables malgré les érosions postérieures ou l'installation de reliefs volcaniques postiches. De l'extrémité septentrionale du Cézallier, au Truc de Randon, au Sud de la Margeride, un horst long de plus de cent kilomètres s'est mis en place entre le début du Miocène supérieur et le milieu du Pliocène -8,5 à 4 M.A.-, séparant, si l'on met de côté le cas particulier de l'Alagnon dont il vient d'être question, les bassins de la Truyère et de l'Allier. La topographie plus ou moins complexe de l'alignement doit ses dénivellations à l'action directe des mouvements du sol. Sans que l'on puisse en déduire un rejeu systématique des mêmes accidents, certaines convergences doivent être notées entre les contextes structuraux paléogène et néogène : la dissymétrie, déjà présente à l'Oligocène, s'est à nouveau manifestée à la fin du Tertiaire. Le versant occidental est d'une grande simplicité : il est court et formé par quelques grands escarpements de failles à fort rejet ; on localise ceux-ci sans difficulté en dépit de la dissection provoquée par les multiples petits cours d'eau. Le paysage est très différent du côté de l'Allier. La dénivellation est plus importante sur ce versant en raison de l'altitude très inférieure des bas plateaux de l'Allier, situés à environ 700 mètres, comparativement à ceux de basse Margeride, établis vers 900 à 1 000 mètres ; mais la pente y est moins prononcée puisqu'elle se répartit sur un versant beaucoup plus long. Le tracé des failles et des flexures responsables de l'abaissement de la topographie sont ici plus difficiles à situer. Si l'on reconnaît tout un système de niveaux comme ceux qui apparaissent sur la figure 95 D dans l'axe de l'Alagnon, il faut constater qu'il existe de notables changements, d'un secteur à l'autre, dans le nombre, l'étendue et le modelé de détail des paliers. Ainsi, par opposition à la cascade de replats du versant oriental du Cézallier, le plateau de Mercoeur, à plus de 900 mètres d'altitude, domine directement le cours de l'Allier au-dessus de S^t-Ilpize. Doit-on pour autant douter, à partir de cette situation complexe, de l'intervention directe de la tectonique ? C'est à mon avis, au contraire, le principal argument pour identifier son action : seule la tectonique, par la diversité de ses interventions dans l'espace, a pu créer des structures, quelquefois assez tourmentées -en particulier au niveau des blocs culminants comme la forêt de Margeride ou le Cézallier, marqués par de multiples orientations et constituant de véritables noeuds orographiques-, ailleurs d'une grande simplicité -comme dans la région de Montchamp, où un plateau, situé vers 1 100 mètres, forme un seul bloc entre la grande faille de Margeride, à l'Ouest, et le couloir de l'Allier, à l'Est-.

Affirmer le rôle fondamental des mouvements du sol dans la genèse des volumes topographiques actuels ne signifie pas nier l'intervention d'autres facteurs susceptibles d'avoir contribué au façonnement du relief. L'un d'eux a eu une action très évidente : l'érosion différentielle a pu intervenir partout où une couverture sédimentaire, peu résistante sur le plan mécanique, recouvrait le socle. L'ampleur du phénomène est patente sur le plus bas des compartiments, au contact des Limagnes méridionales. Du Lembron au petit bassin de Paulhaguet, la présence de buttes résiduelles sédimentaires, protégées par des laves, et le relief de détail développé dans le socle, marqué par de nombreuses dépressions aux formes géométriques, ne laissent aucun doute sur l'évolution subie par la région après le soulèvement des anciens bordiers paléogènes. Nous aurons à estimer plus loin l'importance exacte de la regradation "pliocène". L'extrême complication de la structure révélée par l'élimination des sédiments n'a bien sûr rien à voir avec la tectonique du Néogène.

De la même façon que j'ai cru devoir signaler, plus haut, des convergences entre les contextes structuraux paléogènes et fini-tertiaires, il est indispensable maintenant d'insister sur leurs différences, à savoir le rythme et les conséquences morphologiques des déformations. La région analysée ici illustre parfaitement ces oppositions grâce à la juxtaposition dans l'espace des résultats d'une crise et de l'autre. A une tectonique lente, complexe et négative du Paléogène, a succédé une crise puissante, simple et positive. J'ai déjà eu l'occasion de signaler ce fait [A. LE GRIEL, 1981, p. 39], il me semble indispensable d'y revenir. L'aire subsidente paléogène de basse Margeride et le "bordier" sud-occidental des Limagnes méridionales ont connu une tectonique de détail d'une grande complication : tout un canevas de petits fossés dissymétriques se sont affaissés en "touches de piano", de manière lente et régulière. L'opposition a été sur ce plan totale avec la crise "pliocène", au cours de laquelle de vastes portions du socle se sont soulevées en blocs allongés aux formes plutôt simples, mais suivant un rythme à la fois rapide et saccadé. On ne doit pas bien entendu exagérer l'opposition : il vient d'être précisé plus haut que certaines zones soulevées à la fin du Tertiaire présentaient de très nombreux accidents de détail ; quelques effondrements paléogènes régionaux s'étaient opérés le long de grands accidents et selon une cadence soumise à de brusques accélérations. Il n'en demeure pas moins que le style d'ensemble de la tectonique margeridienne s'est profondément modifié entre l'"Oligocène" et le Miocène supérieur ; les héritages qui nous sont parvenus de chaque époque en administrent la preuve : des creux structuraux d'un côté, des reliefs de l'autre. Une réflexion sommaire conduirait à mettre d'abord cet écart au compte de la différence d'âge. En fait, nous savons d'ores et déjà qu'il ne peut pas s'agir de l'explication majeure, puisque l'un des enseignements des chapitres précédents a été de montrer une usure des volumes tectoniques au fur et à mesure de leur apparition. Les équilibres morphogéniques de la *Primärrumpf* qui avaient pu être maintenus au Tertiaire inférieur, ont été brutalement rompus pendant la durée de la crise étudiée dans ce paragraphe : l'histoire de l'Alagnon en administre une preuve absolue. Installé sur les toutes premières pentes

nées des mouvements néogènes, ce cours d'eau a utilisé le plan de la *Primärrumpf* alpine pour s'inscrire par-dessus une ancienne structure paléogène qui a seulement rejoué lors de la phase paroxysmale de la crise. C'est donc cette dernière qui a vu se rompre, pour la première fois du cycle orogénique alpin, l'unité d'évolution de la topographie, avec l'apparition de vallées profondément encaissées dans le socle. Il convient toutefois de noter le caractère limité dans l'espace du phénomène : au Pliocène inférieur, l'Alagnon coulait toujours, en aval de Massiac, dans le plan de la *Primärrumpf*.

2°) LES PALEOTOPOGRAPHIES INFRACANTALIENNES DE LA REGION DE SAINT-LOUR :

La mise en doute dans la section précédente de l'âge néogène de nombreux terrains alluviaux ne m'ayant pas conduit à nier leur existence sous forme de lambeaux associés aux coulées volcaniques, il me faut maintenant tenter de dégager leur signification par rapport aux événements du Miocène supérieur.

L'observation de la périphérie du Cantal, notamment celle de la région de S^t-Flour, est riche d'enseignement sur les mouvements du sol qui ont pu précéder ou accompagner la construction du strato-volcan. Pour être intéressante, l'analyse doit être menée à grande échelle, à partir d'un examen de détail du terrain. Il est indispensable de préciser que j'ai bénéficié dans cette tâche des travaux réalisés auparavant par A. DE GOER DE HERVE, dont la thèse [1972] constitue en particulier une véritable "mine" de renseignements pour le géomorphologue.

Comme G. KIEFFER [1962] l'avait déjà noté, l'opinion de H. BAULIG [1928] suivant laquelle les premières coulées basaltiques se seraient épanchées, au Miocène, sur une topographie déjà fortement différenciée, est très exagérée. Les dénivellations sont limitées à de petits talus hauts de quelques dizaines de mètres qui sont à l'évidence dus à l'exercice de la tectonique (fig. 96).

A S^t-Flour même, on doit avant tout envisager une reprise momentanée et très localisée de la subsidence, puisque l'on constate sur les flancs de la colline du Calvaire qu'il y a eu recouvrement de la coulée la plus ancienne par la plus récente, et non emboîtement. La situation des basaltes et leur écoulement, du Sud vers le Nord, conduisent à envisager le jeu, suivant un axe correspondant très exactement au cours actuel de l'Ander, d'une très légère ondulation synclinale ou mieux d'un petit fossé décalé vers l'Ouest par rapport à la zone affaissée paléogène. A l'Est de S^t-Flour, l'amorce de dépression devait être faiblement dominée par les terrains oligocènes. C'est visiblement à partir du remaniement à courte distance du matériel sédimentaire paléogène que se sont constituées les alluvions du Calvaire de S^t-Flour, dont la position interstratifiée entre les coulées authentifie l'âge miocène supérieur. L'étude sédimentologique des fractions caillouteuse, sableuse et argileuse du dépôt, ne laisse en effet aucun doute sur une telle parenté, puisqu'on n'y reconnaît pas de différence pétrographique ou minéralogique notable -en dehors, cependant, de la fraction sableuse lourde dont j'ignore la composition-.

Sur le flanc occidental de la dépression qui a canalisé les laves, une tectonique plus puissante semble s'être manifestée avec l'apparition d'un escarpement de faille passant par Volzac et Allauzier (fig. 96). L'exercice de cette tectonique est à mon avis d'abord prouvé par la situation dominante par rapport à la série du puy de la Balle de restes de paléosols rubéfiés d'âge éocène à oligocène inférieur vraisemblable. Elle l'est, ensuite, par la fossilisation, lors de l'épanchement de la coulée supérieure dite du Calvaire, d'un petit vallon latéral découpant déjà le talus (fig. 96). On voit, au-dessous de Fraissinet, la base de la coulée pénétrer, vers la cote 900, à l'intérieur du gneiss qui affleure tout autour jusqu'à, au moins, 930 mètres d'altitude. La préexistence d'un talus limitant au Sud-Ouest l'aire où s'écoulaient les basaltes, est ainsi incontestable. Les matériaux pyroclastiques du Cantal parvenus à proximité de S^t-Flour ont, eux aussi, fossilisé la dépression et soulignent par l'altitude de leur base sa dissymétrie : on les rencontre à Fraissinet vers 940 mètres et ils se retrouvent à 895 mètres au puy de la Balle. Du côté des terrains sédimentaires, à l'Est, il existe un écart de 30 mètres entre le contact Oligocène-brèches volcaniques cantaliennes et la base de la coulée des orgues, située vers 865 m ; du côté du Cantal, à l'Ouest, c'est une dénivellation de plus de 70 mètres que l'on observe, le talus Volzac-Allauzier possédant à lui seul un commandement de 40 mètres.

L'âge de ce creux topographique mérite d'être discuté : il est antérieur aux manifestations volcaniques qui servent à fixer une date minimale. Les basaltes de S^t-Flour ont fait l'objet d'une étude radiochronologique [in A. DE GOER DE HERVE, 1972] : la coulée inférieure, dite des "orgues", a donné 8,8 M.A., la coulée supérieure du Calvaire 8,5 ± 0,8 M.A.. Ces valeurs ont été jugées "un peu faibles" par A. DE GOER DE HERVE [1972, *addendum*] ; ce sentiment est en partie confirmé par une comparaison avec les renseignements donnés par les faunes retrouvées à la base des niveaux ponceux du Cantal -voir page 444-. Il faut vraisemblablement plutôt les situer avant 9 M.A.. Ceci étant précisé, je crois qu'il y a eu un temps assez court entre l'apparition des formes tectoniques, l'épanchement des basaltes et l'arrivée des brèches. L'absence de véritable regradation dans les terrains tendres paléogènes après le jeu des accidents pourrait constituer un premier argument. Mais il faudrait être certain que la dénivellation de trente mètres, entre la base de la coulée des orgues et le contact Oligocène-lahars au puy de la Balle, ne soit pas due à une déformation postérieure à l'émission des basaltes de S^t-Flour ; or il n'existe pas de témoignage convaincant dans ce sens. L'argument le plus solide pour envisager l'hypothèse reste, à mon avis, les liens qui ont uni ces mouvements du sol et le bombement antécantalien. Le modeste talus d'Allauzier me semble avoir été un simple élément d'un ensemble

plus vaste. En aval de Garabit, la Truyère pénètre dans un relief qui amène le socle de moins de 900 mètres, au niveau du coude, jusqu'à plus de 1 000 mètres. Malgré les laves qui recouvrent le substratum hercynien, il est facile de reconnaître que cet obstacle, dont l'altitude est maximale entre Sériers et Neuvéglise (fig. 96), est aujourd'hui continu ; il unit l'Aubrac au Cantal, isolant, à l'Est, le couloir de basse Margeride. On peut penser qu'il existait déjà au moment de la construction du cône "andésitique" : le mur des brèches volcaniques est à Sériers vers 1 000 mètres d'altitude, soit 150 mètres plus haut qu'à Andelat, au Nord de S^t-Flour, là où le couloir structural disparaît sous la basse planèze.

Si mon raisonnement est exact, un relief existait donc sur l'emplacement de l'Aubrac et du Cantal avant l'apparition du volcanisme. Sa surrection se serait esquissée vers 10 M.A.. Je suggérerai d'y reconnaître, en l'absence de données précises sur le Forez, le plus vieil accident d'une certaine importance mis en place par la tectonique du Néogène supérieur dans le Massif Central. Nous avons vu dans le paragraphe précédent, en nous plaçant à une échelle inférieure, comment son versant oriental s'était organisé, au-delà des petits talus de la région de S^t-Flour, en une longue pente en direction de l'Allier (fig. 95 A). Il faut maintenant évoquer son versant occidental. Celui-ci était beaucoup plus court : l'écart entre les 1 000 à 1 100 mètres de l'axe haut infracantalien et les 650 à 700 mètres de la Châtaigneraie, soit une dénivellation semblable à celle du versant auvergnat, s'y réalisait, comme aujourd'hui, en une distance quatre fois plus courte (fig. 95 A). Une pente plus ou moins régulière, à fort pourcentage local, existait par conséquent en direction des bassins des ancêtres du Lot ou de la Cère. Il faut maintenant se demander pour quelle raison elle ne s'est pas trouvée à l'origine d'une vigoureuse et ancienne reprise d'érosion en basse Margeride.

L'exemple qui a été retenu pour servir de cadre à cette première étude, à moyenne échelle, des effets morphologiques de la crise "pliocène", présente un double intérêt. Non seulement il fournit de précieux renseignements sur la chronologie des mouvements grâce à la présence des laves, mais encore il offre, avec les cas de l'Alagnon et de la Truyère, la possibilité d'analyser les répercussions qu'ont pu avoir ces mouvements sur l'organisation du réseau hydrographique. L'Alagnon constitue le prototype du cours d'eau installé sur les nouvelles pentes, il est parvenu à maintenir son tracé en dépit d'une position "inadaptée" ; la Truyère représente très exactement le cas inverse : héritière d'une très ancienne direction de drainage, elle a été complètement réorganisée par les événements pliocènes.

Lorsque le bombement Aubrac-Cantal s'est esquissé, au début du Tortonien, un écoulement vers le Nord-Est, suivant la pente en direction du bassin de l'Allier par-dessus la Margeride, a pu s'organiser dans un premier temps. Il a fallu vraisemblablement attendre le rejeu de l'ancien seuil margeridien pour voir un écoulement longitudinal emprunter le couloir actuel de la Truyère, suivant un tracé qui avait déjà été plus ou moins utilisé à certaines époques du Paléogène -courant des sables à chailles du bois de Ganigal-. La Truyère miocène est ainsi devenue un affluent de l'Alagnon, selon l'idée émise par de nombreux chercheurs. Plusieurs faits conduisent à cette hypothèse. Même s'il n'est pas évident que la très forte pente qui peut être reconstituée à partir de l'altitude actuelle du mur des basaltes miocènes -960 mètres à Julianges dans le bassin du Malzieu, 865 mètres à S^t-Flour, 840 mètres à Andelat-, existait avec cette valeur, le sens d'écoulement des laves, le plus souvent vers le Nord-Ouest, témoigne d'une évacuation des eaux à cette époque vers l'Alagnon (fig. 96). Au contraire des auteurs classiques toutefois, il ne me semble pas que le courant fluvial ait été très important et, surtout, soit parvenu à creuser la moindre vallée digne de ce nom. Les preuves d'une telle situation sont nombreuses : outre la position des coulées, étendues sur des espaces plats, il faut évoquer la prédominance des apports sédimentaires latéraux. Plutôt qu'une tendance au creusement, il y a eu engorgement de l'axe topographique collecteur par les matériaux meubles déplacés sur les nouvelles pentes apparues (fig. 96). Les étroites relations sédimentologiques entre les "Sables du Calvaire" ou les "Sables d'Andelat" et l'Oligocène, celles qui unissent les "Sables de Babory" et le manteau d'altérites du horst de Rézentières -voir ci-dessus-, indiquent que le transport longitudinal ne pouvait pas, ou très difficilement, être assuré -ce qui, notons-le au passage, confirme l'apparition postérieure d'une partie de la pente longitudinale actuelle-. Il est facile de comprendre la faiblesse relative à cette époque de la Truyère : la rivière possédait un bassin-versant assez étroit, correspondant, d'une part, au versant ouest, raide et court, de la Margeride, d'autre part, au versant oriental un peu plus long mais à déclivité beaucoup plus modérée de l'Aubrac.

Quels événements ont amené le changement de cours de la Truyère ? Deux processus ont pu intervenir :

- la construction du strato-volcan, dont la base du cône est venue recouvrir la terminaison septentrionale du couloir de basse Margeride, bloquant d'autant plus facilement l'écoulement des eaux vers le Nord que celui-ci était peu abondant ;
- une capture par recul de tête de source, à partir du versant occidental du bombement Aubrac-Cantal et du versant méridional du Cantal (fig. 96).

Je pense à un rôle primordial joué par les agents actifs : en l'occurrence par le réseau de l'Épi, qui aurait détourné, dans un premier temps, le Bès et, dans un second, la Truyère. Il faut donc enquêter au Sud du Cantal.

Le géomorphologue est, ici, relativement handicapé dans ses observations par la puissance de l'érosion en creux ayant affecté la région après les événements étudiés, et par l'étendue des reliefs postiches. Il doit de ce fait procéder par étapes.

On retrouve, pour la phase d'émission des basaltes infracantaliens, des indications similaires à celles obtenues autour de S^t-Flour. Les déformations subies par le socle étaient déjà amorcées lorsque les laves se sont épanchées : un écoulement vers l'Ouest, dans la région de Neuvéglise, l'Ouest - Sud-Ouest, vers Cantoin (fig. 96), s'est produit à l'intérieur de très légers creux que l'on ne peut pas qualifier de "vallée".

Avec la mise en place du strato-volcan, toute la partie cantalienne du bombement déformant le socle a été recouverte. La vallée de l'Epi a ainsi pu s'installer presque dans son axe, en suivant une pente vers le Sud - Sud-Est. C'est seulement à proximité de Neuvéglise que son tracé est redevenu sensible à la pente de l'axe Aubrac-Cantal, décrivant un brusque crochet vers l'Ouest. Le drain collecteur, qui s'est peu à peu organisé au pied du cône, a dû avoir une histoire complexe : des réaménagements par capture ont forcément eu lieu. Il faut en effet rendre compte de l'isolement, sur la rive gauche de la Truyère actuelle, des basaltes miocènes et, surtout, des brèches volcaniques du plateau de Cantoin, secteur où les laves du Cantal et de l'Aubrac s'interstratifient (fig. 96).

Le creusement des vallées, dans cette partie du Cantal, a très certainement été lent. On ne reconnaît aucune véritable entaille qui aurait été comblée par les basaltes des planèzes. Ceux-ci suivent bien des axes privilégiés, très légèrement déprimés par rapport à la surface du cône, mais il s'agit de larges berceaux de plusieurs kilomètres de large, pour une cinquantaine de mètres de profondeur au maximum. Il peut s'agir, dans le matériel très tendre des brèches, de formes d'érosion ; on a toutefois une idée de la modestie de l'incision si on la compare aux vallées actuelles, profondes d'au moins deux cents mètres ! Il me paraît assuré qu'une reprise d'érosion aussi limitée - la grande perméabilité des terrains volcaniques devait réduire le débit et la force des rivières - n'a pas été capable d'entailler sur près de cent mètres les gneiss de façon à capturer la Truyère.

Ce phénomène est donc postérieur à la constitution des planèzes. L'écoulement s'est, à mon sens, poursuivi tant bien que mal vers l'Alagnon jusqu'à l'épanchement de la basse planèze, au Nord de S^t-Flour. Il serait à l'origine des figures de sédimentation indiquant de forts courants locaux, visibles dans les alluvions interstratifiées entre les coulées - "Sables du Babory" déjà évoqués et "Sables de Fontilles" (fig. 96) -. Cette hypothèse paraîtra curieuse aux chercheurs qui en connaissent les affleurements. Bien que R. REY [1973] ait adopté un avis similaire en fonction de la présence de chailles dans la fraction caillouteuse [1973, pp. 89-90], il faut noter que A. DE GOER DE HERVE [1972, pp. 219 à 222] y a vu des apports exclusivement margeridiens. De fait, il n'existe, dans ces alluvions parfois fines, parfois grossières - sables graveleux, sables à petits galets -, aucun indice visible à l'oeil nu d'apports volcaniques. Cette constatation, qui va de pair avec l'affirmation d'arrivées détritiques dominantes depuis les hauteurs orientales, ne signifie pas pour moi l'incompatibilité avec l'hypothèse de la persistance, à cette époque, d'un écoulement de la Truyère en direction du Nord-Est. Il y aurait eu simplement un maintien des mêmes conditions que celles reconnues pendant la période précédente, à savoir la faiblesse du transport longitudinal et la nette prédominance des venues orientales, en raison de l'existence de fortes pentes. L'érosion a été visiblement très médiocre dans les couches volcaniques recouvertes de leur chape de basalte ; l'absence de ces roches doit de toute façon être expliquée dans n'importe quelle interprétation puisque des laves de ce type affleuraient dans le bassin-versant. La seule solution est une carence de ce matériel à la suite des conditions réservées à sa mobilisation. Le principal argument pour supposer l'existence d'eau en quantité relativement abondante sur la planèze, à ce moment-là, vient des figures de sédimentation visibles dans les sables, avec des structures très nettes en lentilles entrecroisées démontrant la réalité de courants assez violents. Ceux-ci n'ont pas pu être fournis par l'écoulement, sans doute très médiocre, constitué sur le substrat perméable des laves récentes. Les petits organismes venus de Margeride, longs au maximum de trois ou quatre kilomètres, très chargés en alluvions, ne pouvaient pas, non plus, avoir une puissance suffisante à deux kilomètres du pied de l'escarpement (fig. 96). Une paléo-Truyère me paraît être véritablement l'unique moyen d'expliquer des circulations d'eau d'une telle intensité. Si cette interprétation est la bonne, il est nécessaire d'analyser quelques-unes de ses implications. Les affleurements de sables sur la basse planèze sont à 950 mètres ; dans la région de S^t-Flour, le toit des basaltes miocènes du Calvaire est à 895 mètres. Pour admettre le maintien d'un écoulement vers le Nord, par-dessus une partie de la chape basaltique, il faut donc envisager : soit une accumulation alluviale ayant recouvert la région de S^t-Flour sur une cinquantaine de mètres, soit un relèvement postérieur de la basse planèze vers le Nord. Je crois à la conjonction des deux phénomènes. A. DE GOER DE HERVE a suggéré dans sa thèse [1972, pp. 72 à 75] la possibilité "de mouvements de faible amplitude ayant affecté la planèze en cours d'édification" à partir de certaines modifications dans l'écoulement des nappes. La direction suivie par la nappe de Latga vers le Nord, celle vers l'Est adoptée par les coulées supérieures (fig. 96), peuvent, à mon sens, laisser penser à une modification substantielle des pentes dans ce secteur. Il me semble malgré tout que des mouvements du sol, susceptibles d'avoir basculé de 20 ou 30 mètres l'ensemble de la basse planèze, sont postérieurs à l'émission des basaltes. Les cailloutis granitiques par-dessus les coulées supérieures assurent au moins d'un maintien des apports latéraux.

L'âge de la capture de la Truyère est très incertain. Pour qu'elle s'opère, il a fallu le développement d'une puissante vague d'érosion régressive dans le bassin de l'Epi, un affluent installé sur le socle devant reculer sa source jusqu'à la vallée du Bès, avant de provoquer le détournement de la Truyère. Un tel phénomène ne saurait être à mon avis antérieur au Pliocène. Sans en posséder la "preuve", je le pense contemporain du début de l'incision généralisée dans les parties internes du Massif Central au milieu du Pliocène, au moment de la première étape du soulèvement épeirogénique qui va maintenant faire l'objet d'une étude à partir de la retombée auvergnate du grand accident Margeride-Cézallier-Monts Dore.

3°) LE PAYS DES COUZES :

Les enseignements apportés par la région de S^t-Flour, située à proximité d'un des plus vieux reliefs apparus avec la grande crise tectonique fini-tertiaire, concernaient d'abord les événements du Miocène supérieur. Il faut se rendre sur la périphérie du bombement esquissé à cette époque pour pouvoir observer les conséquences topographiques des étapes plus récentes des mouvements du sol. Avec de nombreuses manifestations volcaniques réparties sur toute la durée du Pliocène et du Quaternaire, le versant oriental des Monts Dore, drainé par les Couzes, offre un terrain d'un intérêt exceptionnel en raison de l'abondance des repères géomorphologiques et chronologiques dont il dispose.

L'ampleur des déformations "pliocènes" peut être déterminée grâce à la position occupée aujourd'hui dans le relief par les appareils phréatomagmatiques miocènes. Installés dans le plan faiblement différencié de la *Primärrumpf* alpine, les bases de leur partie "aérienne" devaient être séparées par de minimes dénivellations. Il n'en est plus de même à l'heure actuelle.

La figure 97 montre le véritable escalier de niveaux qui peut être identifié entre la limite du strato-volcan des Monts Dore, à l'Ouest, et l'Allier, à l'Est. Le puy d'Olloix, qui culmine à plus de 1 000 mètres, et dont l'âge radiochronologique est de 14 M.A. [J. C. BAUBRON in M. H. LY, 1982], représente le plus élevé des édifices volcaniques de cette génération (fig. 97 B). Le basalte affleure sous la forme d'un énorme neck ; il est impossible de donner une altitude précise au contact entre les roches sédimentaires et volcaniques, masqué sous d'abondants éboulis. En fonction de la rupture de pente qui se produit vers 900 mètres, on peut soupçonner que les terrains paléogènes atteignent actuellement cette cote. Le contact pouvant être latéral contre les parois de la cheminée, on doit envisager une éventuelle modification de son altitude par l'érosion. Face à ces imprécisions, il convient de situer seulement de façon approximative la position initiale qu'a pu occuper la *Primärrumpf* alpine entre 900 et 950 mètres. Ceci ne constitue pas, toutefois, sa situation culminante. A l'extrémité ouest de la coupe B (fig. 97) le socle affleure à plus de mille mètres : il s'agit d'un bloc supérieur encore plus dénivélé. Il est vraisemblable, par ailleurs, que des panneaux de la *Primärrumpf* ont été portés sous les Monts Dore à des cotes très supérieures, sans doute 1 200 à 1 300 mètres.

A l'Est du puy d'Olloix, le Puy Gourdon -20 ± 1 M.A. [J. C. BAUBRON in M. H. LY, 1982]- possède de nombreux points communs avec le précédent. C'est aussi un neck inscrit au sein des séries paléogènes du "bordier" occidental des Limagnes. Les sédiments s'arrêtent, comme à Olloix, très en contrebas du sommet, ici vers 780 mètres d'altitude. On a l'assurance que la *Primärrumpf* passait une centaine de mètres, au moins, en-dessous de son niveau à Olloix. Il est en tout cas impossible de placer avec exactitude l'emplacement de l'accident intermédiaire ou de déterminer sa nature, flexure, failles multiples ou faille unique. Sa réalité locale est néanmoins bien établie (fig. 97).

A partir de la faille-limite du "bordier" occidental, qui prolonge au Sud la grande faille de Limagne, le socle n'affleure plus, sauf à l'occasion des deux petits horsts "structuraux" de S^t-Floret-Champeix et de S^t-Yvoine. Une évolution géomorphologique complexe a affecté cette bordure. On ne peut pas douter qu'un rejeu récent a provoqué un soulèvement du compartiment Gourdon-Chazous. Du côté de la Limagne, on remarque plusieurs collines culminant aux alentours de 700 mètres -Montrose, Montparge- qui sont armées par des roches dures carbonatées. C'est à la même altitude que se produit sur les trois buttes volcaniques des puys d'Aoust, de S^t-Sandoux et de Clémensat la disparition définitive des terrains paléogènes. Je ne crois pas que l'on puisse douter d'avoir affaire, à ce niveau, à la topographie fondamentale, formée ici par la surface d'accumulation oligocène. Dans la mesure où je ne me trompe pas dans leur interprétation, ces observations permettent de tirer trois précieux renseignements.

- Le rejeu au niveau de la faille-limite aurait été de près de cent mètres -*Primärrumpf* à 800 mètres à Gourdon, à 700 mètres en Limagne-.

- Une évolution géomorphologique complexe a affecté l'escarpement. L'érosion différentielle est très puissamment intervenue sur le compartiment soulevé -voir Livre I, page 81- et a déblayé les formations détritiques non cohérentes du "bordier". Un petit talus d'escarpement de ligne de faille inversé -Chadrat, puy d'Aoust- peut même dominer le socle dégagé de sa couverture sédimentaire. Ailleurs, l'érosion a parfois abouti à exagérer l'ampleur de l'escarpement (coupe B de la fig. 97).

- La possibilité de situer avec précision la *Primärrumpf* alpine sur cette portion d'espace offre, enfin, l'occasion d'étudier les rapports que celle-ci a entretenus avec les appareils phréatomagmatiques. On voit ici comment les laves épanchées dans les maars pouvaient être "perchées" au-dessus de la topographie : le petit lac de basalte du puy d'Aoust ne dépassait pas une vingtaine de mètres de hauteur relative, mais ceux de Clémensat et de S^t-Sandoux ont formé des buttes d'au moins 100 et 150 mètres de commandement !

L'étude du compartiment sur lequel s'est installé l'Allier apporte la preuve que le "horst" de S^t-Yvoine appartenait à un véritable fossé. Il ne faut pas parler ici d'inversion structurale, mais seulement d'inversion partielle, au demeurant héritée du Paléogène. Le bloc granitique n'a formé un seuil topographique que pendant la première partie de la période distensive, il s'est ensuite affaissé à un rythme voisin des Limagnes du Nord ou du Sud. Au Néogène, il a appartenu au secteur d'effondrement maximum entre le Pays des Couzes et la Comté, d'où la présence de l'Allier. Il n'est pas difficile de montrer que l'ancien plan de la *Primärrumpf* s'est retrouvé, à cet endroit, dans un véritable fossé. Sa position peut être précisée par deux structures volcaniques miocènes qui le jalonnent de part et d'autre de l'Allier (fig. 97 A) : le Puy Neyrand -597 mètres- et le puy d'Ecouyat -653 mètres-. La seconde, qui domine le village de Parent, est la plus intéressante : c'est la seule à avoir conservé

son lac de lave terminal, épais d'une trentaine de mètres. Le matériel sédimentaire atteint à l'Est la cote 620. On observe, cas assez exceptionnel, un contact direct entre le basalte et le Paléogène marno-calcaire. Le Puy Neyrand est constitué par des pépérites entrelardées de filons de basalte : c'est l'exemple typique d'un diatrème tronqué par l'érosion. La disposition des venues basaltiques, organisées en éventail, avec une forte tendance centripète, indique que le travail de destruction n'a pas entamé très fortement les racines de l'appareil. On obtient ainsi confirmation que la topographie fondamentale a dû se situer peu au-dessus de 600 mètres.

La coupe de la figure 97 B souligne le découpage en escalier de niveaux qui a dénivélé sur près de trois cents mètres la *Primärrumpf* alpine après l'épisode du phréatomagmatisme "miocène" -le Puy St-Sandoux accuse un âge de 14 M.A. avec la méthode K/Ar [J. C. BAUBRON in M. H. LY, 1982] ; les puys de Clémensat, Aoust, Neyrand et Ecouyat n'ont pas encore fait l'objet, à ma connaissance, de datation absolue, mais leurs caractères volcaniques et géomorphologiques permettent sans conteste de les réunir dans un même groupe "miocène". La question qui se pose est évidemment de savoir si ces mouvements sont contemporains de ceux qui ont soulevé le horst Margeride-Cézallier dès le Miocène supérieur. L'analyse du contexte régional conduit à répondre sans hésiter par la négative : le témoignage des laves pliocènes est, sur ce point, décisif.

Au-dessus du Lembron (fig. 97 A), les laves limburgitiques sombres de l'Alagnon, répandues à la surface des bas plateaux, ont été recouvertes par des coulées de basanites bleutées descendues du Puy Lirroux, au Sud-Est de la Chapelle Marcouse [A. THONAT, 1966]. Le volcan culmine aujourd'hui à une altitude de 952 mètres. Malgré l'absence de datation absolue, la disparition presque totale du cône de scories primitif et la position topographique de ses laves amènent à avancer un âge pliocène inférieur. Plusieurs coulées couronnent aujourd'hui, sur une trentaine de mètres d'épaisseur, une impressionnante série de mesas. Placées par-dessus les séries "oligocènes" du "bordier", elles se sont primitivement inscrites de très peu dans le plan de la *Primärrumpf* alpine, formée par la surface d'accumulation paléogène. Leur pente actuelle est assez régulière, elle est de 1,8 % en direction du Sud-Est. Une telle pente me paraît trop forte pour pouvoir être attribuée à une vallée encaissée de façon modérée et régulière, sur près d'une dizaine de kilomètres, dans des matériaux tendres -un profil concave aurait dû s'y établir très rapidement-. Si une pente aussi forte avait existé alors, on ne comprendrait pas d'ailleurs pour quelle raison les coulées se seraient épanchées systématiquement vers le Sud-Est, car cela signifierait que la dénivellation entre le compartiment du Puy Lirroux et le Lembron existait déjà, créant un très fort appel au vide, celui qui a guidé l'organisation du réseau hydrographique actuel (fig. 97 A). Il ne peut pas faire de doute que l'apparition des niveaux étagés s'est formée plus tard et qu'elle a, elle-même, précédé ou accompagné la grande phase d'incision du réseau hydrographique dans cette partie des bas plateaux : l'organisation du bassin de la Couze d'Ardes et le tracé, à la perpendiculaire de l'axe suivi par les mesas, le démontrent.

L'âge de la mise en place de l'escarpement qui limite de manière brutale la Petite Limagne et correspond à un rejeu du ou des accidents séparant le fossé proprement dit de son "bordier" sud-occidental, peut être précisé. Il est automatiquement antérieur aux coulées de lave émises par un autre volcan, celui des Ranoux au Nord-Ouest de la Chapelle Marcouse (fig. 97 A). La plupart de celles-ci se dirigent, en effet, vers le Nord-Est. Elles ont suivi et "moulé" les nouvelles pentes. Ce n'est qu'après avoir pénétré en Limagne qu'elles ont bifurqué vers le Sud-Est, pour se diriger vers la confluence Couze d'Ardes-Allier. L'âge radiochronologique de ces coulées a été déterminé à Roca Neyra où il est de 3,75 M.A., et à Prady, à l'extrémité orientale de la mesa de Creste, où l'on a obtenu 3,65 M.A. [M. H. LY, 1982] ; on peut en conséquence placer l'essentiel de ces éruptions entre 4 et 3,5 M.A. C'est à peu de chose près la date des rejeux tectoniques. La dénivellation fossilisée par les laves entre Dauzat-sur-Vodable et Ternant -120 mètres d'amplitude- et celle située à l'Ouest de Tourzel-Ronzières -80 mètres- ont été fossilisées très peu de temps après leur apparition puisque l'érosion ne paraît pas les avoir affectées, malgré la faible résistance des matériaux dans lesquels elles sont apparues.

Ces talus appartiennent incontestablement à la même génération que ceux qui jalonnent la retombée des Monts Dore. On peut, du reste, les reconstituer en dépit du travail de l'érosion plio-quadernaire (fig. 97 A). La région de Tourzel-Ronzières, où la base des laves est à 700 mètres, prolonge au Sud le palier St-Sandoux-Clémensat, tandis que la zone de Ternant constitue vers 800 mètres l'extrémité du compartiment portant le Puy Gourdon. La poursuite du talus de Dauzat, séparant les gradins de 800 mètres et de 900 mètres, est beaucoup plus difficile à suivre. En réalité, il n'est plus aujourd'hui visible qu'entre Grandeyrolles et Treizanches, où il s'appuie contre le granite et a été recouvert par des coulées de basalte pliocène. Ailleurs, il s'est inscrit dans des sédiments paléogènes et a été rapidement détruit ; la preuve en est apportée dans la région Grandeyrolles-Chazous (fig. 97 A).

Les lahars de Perrier, du Pliocène terminal -âge vraisemblable aux alentours de 2 M.A.-, reposent à Grandeyrolles sur quelques mètres de sédiments paléogènes conservés par-dessus le socle, alors que plusieurs dizaines de mètres des mêmes matériaux sont encore protégées par les basaltes miocènes -Puy Gourdon- ou du Pliocène inférieur -mesa de Creste-, au Nord et au Sud. L'essentiel du travail de l'érosion différentielle s'est ici manifesté dans la période entre 3,5 et 2 M.A.

La position de la coulée les Arnats-Chazous apporte des renseignements supplémentaires. Au moment où elle s'est épanchée, l'oeuvre de l'érosion était entamée. Entre Chazous et Montaigut-le-Blanc, la lave recouvre un substratum "oligocène". Si l'épaisseur de ce matériel passe de 20 mètres, à l'Ouest, à une cinquantaine de mètres, à l'Est, c'est en raison d'une série de petites failles synsédimentaires qui effondrent le socle vers l'Est -fig. 97 B- ; la base du basalte supérieur -des venues inférieures apparaissent à l'extrémité

orientale, mais leur origine et leur signification géomorphologique restent à établir- passe de 790 mètres à 740 mètres : une érosion avait donc bien affecté le palier de 800 mètres ; elle avait même eu le temps de se manifester de manière régressive sur le palier supérieur. Dans la région des Arnats, l'amont de la coulée est inscrit au moins 70 mètres en contrebas de la *Primärrumpf* alpine, puisque sa base se trouve à une altitude de 830 mètres à la hauteur du puy d'Olloix (fig. 97 B). Lorsque les basaltes se sont épanchés, ils ont suivi un talweg qui découpait profondément l'aval de chaque gradin, établi, il est vrai, dans les sables et les argiles du Tertiaire inférieur. Il est impossible de reconstituer le modelé exact de l'époque : à voir l'espace occupé par la coulée de Chazous, plus de 500 mètres, et sa base souvent large, il est néanmoins évident que la physionomie des vallées était différente de celle visible aujourd'hui. L'érosion aréolaire pouvait donc éliminer des interfluves les terrains paléogènes non protégés par des niveaux cohérents, à un rythme assez rapide, en contraste total avec ce qui se passait sur le socle, les laves ou les calcaires. La coulée des Arnats-Chazous donne ainsi une idée de l'ampleur du travail de regradation des paliers tectoniques réalisé au moment de sa mise en place. L'âge du basalte à Chazous a donné une datation K/Ar aux résultats aberrants -deux mesures vers 1,5 M.A. [J. C. BAUBRON in M. H. LY, 1982]- ; il ne peut en réalité se situer qu'entre 3,4 - 3,25 M.A. -âge radiochronologique des ponces trachytiques du type "Sailles-village" qui affleurent sous la coulée aux Arnats- et 2,6 M.A., puisqu'elle est recouverte par la "Grande Nappe" de ponces fibreuses [M. H. LY, 1982, p. 31]. Un épanchement vers 3 M.A. paraît très vraisemblable.

Dans la mesure où les datations absolues qui ont été retenues sont correctes, la position relative dans la topographie de toute une série de laves écoulées à des époques diverses servent à mettre en lumière des mouvements du sol cassants, qui seraient intervenus sur le flanc oriental des Monts Dore au milieu du Pliocène. Ces événements constituent le prolongement dans le temps et dans l'espace de la crise amorcée, au Miocène, dans le Cantal et en Margeride. Il nous faut voir maintenant qu'ils ont coïncidé avec un autre type de déformation, dont les conséquences ne peuvent être analysées qu'à partir du comportement des grands axes de l'hydrographie.

Nous venons de remarquer de quelle façon très logique le jeu des failles avait entraîné l'incision du réseau hydrographique dans les gradins soulevés ; il est maintenant nécessaire de préciser que cet encaissement a aussi concerné la partie la plus effondrée de la Petite Limagne, la région d'Issoire.

La coulée de Pardines (fig. 97), datée de 4,3 M.A. [M. H. LY, 1982] est encaissée d'une vingtaine de mètres dans le compartiment le plus bas où se trouvait la *Primärrumpf* à l'issue des mouvements différentiels. Cette faible incision a marqué le début d'un phénomène qui s'est très vite accéléré : les alluvions infrabasaltiques de Pardines dominant d'une cinquantaine de mètres les sables à galets fossilisés par le basalte de Roca Neyra -3,75 M.A.- et d'autant la vaste entaille moulée par les alluvions à ponces fibreuses de la "Grande Nappe" -environ 2,5 M.A.-. Cela signifie qu'à cette date, et peut-être même dès le début du Pliocène supérieur -soit vers 3 M.A.-, la première vague de creusement du réseau hydrographique s'était déjà réalisée en Auvergne. Par opposition aux reprises d'érosion déclenchées par des mouvements différentiels, consécutifs à un jeu d'accident cassant facile à localiser dans l'espace, cet épisode me paraît avoir été lié à l'amorce d'une déformation épeirogénique, c'est-à-dire d'une véritable "onde" affectant la croûte terrestre à l'échelle de toute une portion de l'espace massif-centralien -voir page 499 et suivantes ainsi que la figure 102-.

On peut remarquer, dans la région des Couzes, que l'incision généralisée dans l'ensemble du bassin a connu une seconde vague. En effet, si, à proximité de la base des Monts Dore, la présence systématique des grandes coulées de pyroclastites ou de basalte pliocène sur les interfluves est normale, compte tenu d'un creusement longtemps contrecarré par l'importance des émissions volcaniques, leur situation à l'aval, perchées au-dessus des talwegs actuels, montre l'importance de l'incision quaternaire. La "Montagne de Perrier", dressée au-dessus du système de terrasses pléistocènes de l'Allier (partie orientale de la coupe sur la fig. 97 B) illustre le phénomène, avec un décalage supérieur à cent mètres entre les nappes alluviales pliocènes les plus basses et le lit majeur actuel. C'est à peu près la valeur de l'altitude relative que l'on retrouve, plus en amont, entre les talwegs actuels et la base des grands lahars. Il est nécessaire toutefois de préciser que ces matériaux, avec leur épaisseur de plusieurs dizaines de mètres, ne constituent pas un repère idéal en fonction de la possibilité qu'ils ont eue de fossiliser des interfluves. C'est souvent dans cette dernière position, à l'abri de l'érosion linéaire, qu'ils se sont maintenus.

En résumé, les renseignements apportés par le Pays des Couzes complètent parfaitement ceux obtenus précédemment par l'analyse de la région de St-Flour et du bassin de l'Alagnon : des mouvements différentiels s'y sont produits jusqu'au Pliocène moyen -4 à 3 M.A.-. Ils ont soulevé en un escalier de niveaux l'ancienne *Primärrumpf*, et amorcé une incision du réseau hydrographique qui a surtout pris un caractère spectaculaire avec l'apparition de déformations épeirogéniques. Celles-ci semblent avoir débuté alors que la tectonique différentielle s'épuisait, à partir du Pliocène moyen.

b - LES VERSANTS ATLANTIQUE ET MEDITERRANEEN ENTRE VELAY ET COIRON :

L'analyse régionale de ce second secteur est indispensable : elle va nous permettre d'envisager des problèmes identiques, mais à partir d'un contexte différent, celui offert par une zone de bordure. Il sera donc possible d'ajouter, à l'étude de l'apparition des volumes à l'intérieur du Massif Central, l'intéressante question du

soulèvement du socle au-dessus de ses auréoles sédimentaires. Les données recueillies dans une région qui correspond en gros aux bassins de la Loire supérieure et de l'Eyrieux, ne sont malheureusement pas toujours très précises. La raison principale de cette situation tient aux manifestations volcaniques. Nous nous trouvons ici dans ce que j'appellerai plus loin, à l'occasion des paragraphes de synthèse, la "province orientale" : les quantités de matériaux émis ont été nettement moins abondantes dans l'espace et dans le temps. On en connaît encore très mal la chronologie de détail. Le schéma établi sera donc moins net que le précédent ; il est juste de souligner, cependant, qu'aucun des faits constatés n'apporte d'indication franchement divergente par rapport aux autres. Il existe d'assez nombreuses incertitudes, mais il n'y a pas de contradiction entre les observations qui vont être présentées maintenant ou, tout aussi important, avec celles qui l'ont déjà été.

Longtemps après M. BOULE, j'ai fait remarquer plus haut, lorsque l'épaisseur des séries paléogènes du Velay a été discutée -voir page 376-, l'existence de notables déformations post-oligocènes. La figure 78 B m'avait alors servi pour montrer l'ampleur locale des dénivellations. En considérant les choses à l'échelle du bassin de la Loire supérieure, on doit noter que des portions de la *Primärrumpf* alpine se trouvent à 600 mètres d'altitude à l'aval, vers le seuil du Pertuiset, et à plus de 1 400 mètres à l'amont, sous le massif du Mézenc. La tectonique néogène est responsable, sur le versant atlantique, de plus de 800 mètres de dénivellée. On reconnaît des phénomènes similaires sur le versant méditerranéen, souvent avec des pentes plus fortes (fig. 98). Il va sans dire que la topographie actuelle est étroitement calquée sur ces déformations. La géométrie des unes et de l'autre a déjà été évoquée dans ses grandes lignes -voir page 57- ; on peut insister ici sur la dissymétrie entre les deux versants.

- Malgré l'existence de fortes et nombreuses dénivellations, le côté atlantique possède une relative simplicité des formes. On y rencontre deux accidents principaux d'orientation "armoricaïne" : d'une part le bloc Meygal-Lizieux, prolongé par le bombement qui sépare l'Emblavès du fossé de Bas, avant d'aller rejoindre la forêt des Taillades, terminaison méridionale du Forez, d'autre part le massif du Mézenc, poursuivi par le horst de Chaspinhac qui se rattache lui-même au plateau de la Chaise-Dieu et aux monts du Livradois. Les roches volcaniques, tout en créant parfois de remarquables reliefs de second ordre : les "sucs", ont d'abord adouci le paysage général en atténuant les talus tectoniques (fig. 98) et en réduisant par leur perméabilité la densité du drainage, donc la vigueur de la dissection.

- Le versant méditerranéen est au contraire marqué par la complication. Une double trame d'accidents varisques et armoricains donne une forme quadrillée à un réseau hydrographique dense et profondément encaissé. Comme la plupart des vallées possèdent des flancs découpés en escalier de replats, le relief est haché par des discontinuités de tous ordres. Au total, les ruptures de pente retiennent par leur fréquence l'attention de l'observateur ; elles ne doivent pas, cependant, faire oublier le rôle de certaines structures de beaucoup plus grande taille, à l'image de l'interfluve Gerbier de Jonc-Champ de Mars-Coiron qui s'inscrit dans le prolongement exact de l'alignement Mézenc-horst de Chaspinhac.

Face à une telle topographie, le géomorphologue est amené à se poser deux questions essentielles : celle de l'âge des mouvements du sol responsables de l'organisation d'ensemble, et celle de la part que l'érosion a pu prendre dans la genèse des formes du versant méditerranéen.

1°) LES ENSEIGNEMENTS APPORTÉS PAR LE HAUT PAYS :

Je regrouperai ici les observations concernant, de part et d'autre de la ligne de partage des eaux, aussi bien les massifs volcaniques du Velay oriental, du côté atlantique, que le haut bassin-versant de l'Eyrieux.

Les liens qui ont uni tectonique et volcanisme sont particulièrement évidents dans ce secteur. Les failles ayant dénivélé le socle au Néogène ont servi de guide à l'émission des laves : suivant une remarque faite par de nombreux auteurs [M. BOULE, 1892 - P. BOUT, 1966 - J. MERGOIL, 1979], les plus importantes bouches de sortie se trouvent à l'intersection des accidents d'orientation différente. Aussi, une bonne connaissance du volcanisme régional constitue-t-elle, à nouveau, le plus sûr moyen de situer dans le temps la crise responsable de la différenciation de la topographie.

Le volcanisme qui s'est trouvé associé aux déformations entre Loire et Rhône est l'un des plus originaux de l'Europe occidentale. Il se distingue en effet par les volumes de laves différenciées -mugéarites, benmoréites, trachytes et phonolites- qui ont été expulsés, près du cinquième de la masse des produits volcaniques d'après J. MERGOIL [1979]. La répartition spatiale et chronologique de ces laves ne s'est pas faite au hasard. Les roches les plus basiques -basanites, basaltes, hawaïtes- se sont épanchées principalement sur le haut plateau vellave, où elles ont construit un empilement de coulées pouvant dépasser la centaine de mètres d'épaisseur. D'assez rares données radiochronologiques placent ces éruptions entre 10 M.A. et 7 M.A., mais l'essentiel des laves mélanocrates a dû être émis vers 8 M.A.. En effet, une dizaine de prélèvements effectués sur les minces nappes de trachytes alcalins aphanitiques -mugéarites ou benmoréites- qui régularisent la surface d'accumulation ont donné des résultats très regroupés, compris entre 7,9 M.A. et 7,2 M.A. [J. MERGOIL, 1979]. Par opposition à ces laves effusives, les extrusions trachytiques et phonolitiques qui leur ont succédé se sont produites, malgré quelques notables exceptions comme le Mézenc, le Mont d'Alambre, le Meygal ou le Lizieux, plutôt dans des secteurs restés en position basse à l'échelle régionale. Une première et très importante concentration de laves différenciées s'est réalisée sur le bombement séparant l'Emblavès du bassin de Bas-Monistrol, depuis le Meygal jusqu'à la Madeleine. Une seconde région correspond à la cuvette des Boutières et à la ligne de partage des eaux qui la domine immédiatement, du Mézenc au Gerbier-de-Jonc. La totalité du petit

nombre de datations dont on dispose aujourd'hui est comprise entre 7,5 et 6,3 M.A. [J. MERGOIL, 1979], mais il est possible, dans plusieurs cas, de soupçonner sur des arguments sédimentologiques [J. MERGOIL *et alii*, 1979] qu'il a pu se poursuivre, de manière plus discrète, jusqu'à la fin du "Villafranchien". Face à cette distribution des laves par rapport à leur âge et leur nature, le chercheur est amené à proposer une interprétation volcano-tectonique du phénomène particulièrement précieuse pour la reconstitution des événements géomorphologiques.

- Les premiers mouvements à tendance positive se seraient produits sur l'emplacement du futur haut plateau, au Turolien inférieur. La vidange des laves les plus fluides des chambres magmatiques les aurait accompagnés.

- Avec un temps de retard, à partir du Turolien supérieur, les laves les plus visqueuses ont été expulsées. Elles se sont concentrées là où les pressions exercées sur les parois des réservoirs intracrustaux étaient les plus fortes : en l'occurrence sur la périphérie des portions de la *Primärrumpf* demeurées en creux relatif. La poursuite, au cours du Pliocène, de la tectonique différentielle expliquerait les extrusions plus récentes, leur volume peu important serait à mettre en parallèle avec une diminution des contraintes locales, peut-être sous l'effet de l'épeirogenèse.

Les relations qui ont uni tectonique-relief-érosion et volcanisme ne sont pas toujours évidentes à établir. Les coupes de la figure 98 indiquent presque partout une antériorité des talus par rapport aux manifestations volcaniques. Aucun exemple spectaculaire de coulées basaltiques faillées n'a pu être mis en évidence jusqu'ici dans la région. H. BAULIG a cru pouvoir tirer argument d'une telle situation pour reculer dans le Miocène l'exercice des mouvements différentiels [1928, p. 203 à 205], tout en notant que l'on n'observait jamais "ni emboîtement, ni étagement des coulées successives".

Je commencerai l'exposé de mes propres réflexions sur ce problème en apportant un argument supplémentaire aux géomorphologues partisans de vieillir la tectonique infravolcanique : je ne crois pas que la réserve formulée par H. BAULIG puisse être véritablement prise en considération. Elle n'est pas valable sur le versant atlantique, le seul où l'on puisse discuter de sa signification, en raison de l'abondance des émissions fluides d'âge miocène. La faiblesse de l'érosion constatée pendant tout le Tertiaire supérieur, l'immunité relative dont paraissent avoir bénéficié les basaltes du fait de leur dureté et de leur perméabilité -moindre action du ruissellement et plus faible densité du réseau hydrographique- sont, avec la durée relativement courte de la phase d'émission, les causes de la superposition des laves. C'est donc surtout à partir de la morphologie fossilisée par les premières coulées et de la nature des sédiments contemporains des débuts du volcanisme qu'il faut juger de l'intervalle de temps qui a séparé l'exercice de la tectonique différentielle des éruptions volcaniques.

Il a été suggéré plus haut, dans le paragraphe consacré à la région de St-Flour, de considérer le bombement Aubrac-Cantal comme "le plus vieux relief d'une certaine importance mis en place par la crise du Miocène supérieur". Il est bon de préciser maintenant que les blocs surélevés au-dessus des hauts plateaux, de la bordure orientale du Pilat à l'Aigoual, sont sans doute aussi anciens, peut-être plus âgés pour quelques-uns d'entre eux. Leur taille plus modeste et leur éventuelle antériorité par rapport aux premières grandes déformations de la crise "pliocène" permettraient, de ce fait, de les ranger dans une catégorie particulière. La possibilité locale d'un commencement de différenciation dès le Miocène moyen, après la phase de refroidissement du Serravallien, avait été évoquée en conclusion de la section consacrée à la première partie du Néogène. Dans le cadre de l'analyse régionale du bassin supérieur de la Loire, il ne m'apparaît possible ni de rejeter l'hypothèse, ni de trouver des arguments sérieux pour l'étayer. Nous avons vu, dans le Livre I, que les reliefs dont le cas est étudié ici, avaient été rangés par P. MANDIER [1984] dans la catégorie des premiers reliefs tectoniques qui, portés au-dessus de la "surface fondamentale", auraient été conservés jusqu'à nos jours. En désaccord sur la date des événements -pour lui des horsts "chattiens" dominant une "surface fini-oligocène", pour moi des horsts du Miocène moyen et/ou supérieur soulevés au-dessus de la *Primärrumpf* alpine-, nous ne le sommes pas sur l'essentiel : la définition d'ensemble des formes liées à des déformations cassantes et modérément retouchées par l'érosion. Sans doute existe-t-il, sur ce second plan, un autre sujet de discorde entre nous : les volumes tectoniques ont été dégradés de façon différente pour lui et pour moi ; mais je crois nécessaire de souligner ici que, dans la complication de détail de ces horsts, une part doit, à mon sens, effectivement être réservée à des formes d'érosion. Plus que postérieures à l'exercice de la tectonique, ces dénivellations "héritées" correspondraient aux reliefs résiduels développés sur l'emplacement des vieilles lignes de partage des eaux. Reprises dans les rejeux récents, il est tout à fait impossible de les reconnaître, puisqu'elles ne peuvent témoigner d'une ancienne hiérarchie dans la topographie en raison des effets postérieurs de la tectonique, qu'ils aient été directs -modification des volumes- ou indirects -regardations par l'érosion-. Ainsi, sous l'épaisse couverture volcanique des massifs du Meygal ou du Mézenc, la présence de paléformes dues au travail de l'érosion est non seulement envisageable mais probable. La réalité de tels "reliefs", en partie antérieurs à la crise "pliocène" ne change de toute façon rien à la définition des unités principales qui restent, pour l'essentiel, d'origine tectonique.

La plupart des renseignements que l'on peut obtenir sur les rapports tectonique-relief-érosion, en fonction des manifestations volcaniques, concernent la limite des bassins-versants et le bassin supérieur de l'Eyrieux, c'est-à-dire un secteur où les volumes de laves fluides n'ont pas été trop importants. C'est en effet là que l'on peut observer tout d'abord les plus nombreux jalons sédimentaires associés au début du volcanisme. Il est inutile de revenir sur les critères qui permettent de les distinguer -voir page 446 et suivantes- ; nous

évoquerons immédiatement les témoignages directs et indirects qu'ils apportent sur l'état du relief au commencement du Miocène supérieur.

On retire de l'étude des dépôts contemporains de la mise en place des volcans l'idée d'un relief aux pentes très modérées. Leur granulométrie fine, formée par des sables, des argiles et des lignites, a conduit la plupart des auteurs [J. P. CHARRE, 1966 - J. MERGOIL, 1979] à les mettre en relation avec une "surface d'érosion" ou une "pénéplaine très usée". En fait, ils représentent plutôt par leur faible épaisseur, par leur relative fréquence, des traces de la désorganisation de l'hydrographie, à l'extrême amont des bassins-versants, au moment des éruptions volcaniques. La position occupée parfois dans le relief par ces sédiments possède à mon avis beaucoup plus de signification, en particulier dans le cas des matériaux infrabasaltiques de Cornuscles, étudiés par J. P. CHARRE [1966].

Il s'agit de classiques argiles sableuses riches en lignite, qualifiées de "lacustres", dont l'originalité tient à la situation topographique présente. Le gisement, visible sur une longueur d'environ trois cents mètres, avant de disparaître sous le front d'une coulée de basalte alcalin, occupe un étroit interfluve perché à 950 mètres d'altitude, entre les talwegs de la Dorme et de l'Eysse, établis trois cents mètres plus bas ! Il va sans dire que malgré leur provenance sans doute locale, les sédiments accumulés sous le basalte n'auraient pas pu se déposer dans le contexte morphologique actuel. Ils sont automatiquement antérieurs à l'apparition des vallées. Ils offrent ainsi la possibilité de caler de manière relative l'âge de formes dont les liens directs ou indirects avec des mouvements du sol sont évidents. Les sédiments de Cornuscles ont livré de nombreux macro ou microrestes de végétaux. Pour P. GRANGEON [J. P. CHARRE et P. GRANGEON, 1967], la flore recueillie appartiendrait, avec son mélange de feuillus et de conifères, au "Miocène supérieur". Les pollens inventoriés par A. PONS [1968] ont livré un cortège assez classique dans le Néogène supérieur, avec des Pinacées -50 %-, des Bétulacées -*Alnus* en particulier, 15 %-, des Taxodiacées-Cupressacées -5 à 10 %- et une bonne représentation des Herbacées -un peu moins de 20 %-. Après avoir comparé les spectres de Cornuscles avec ceux connus, à l'époque, dans le "Pliocène" rhodanien -Coiron, Mollon- et le "Villafranchien" du Massif Central -Monts Dore-, A. PONS a attribué avec prudence les premiers au Miocène supérieur, en raison de l'"abondance des restes macroscopiques de *Sequoia*", de la présence d'"espèces mio-pliocènes" qui ne lui ont pas paru avoir pu être remaniées, et de la rareté relative des pollens de *Picea*, toujours abondant d'après lui dans le "Villafranchien". Etudiant les alluvions associées aux basaltes du Coiron, G. NAUD et J. P. SUC ont rencontré, en position interbasaltique, une microflore très proche de celle de Cornuscles [1975, pp. 825-826]. En fonction des données radiochronologiques dont ils disposaient pour le Coiron, soit $6,4 \pm 0,2$ M.A. [Y. BANDET *et alii*, 1974], ils ont proposé de donner un âge miocène terminal aux deux spectres. H. MEON [H. MEON *et alii*, 1979, p. 186] a même été plus précise, suggérant un rattachement au Turolien moyen et à la zone MN 12. La publication récente de plusieurs études consacrées au Miocène supérieur -en particulier celles de G. FARJANEL sur le sondage d'Ambérieu [G. FARJANEL et P. MEIN, 1984] et de D. ISKANDAR sur celui de la Montagne d'Andance [1987]-, introduit à mon avis un doute -voir page 539 et suivantes les remarques sur l'évolution des flores au Tertiaire supérieur- sur la position chronostratigraphique précise du gisement de Cornuscles. Celle-ci peut représenter un court épisode à n'importe quel moment du Turolien. Il est donc encore impossible d'avancer, grâce à la paléontologie, une date minimale pour le début de la différenciation du relief dans le haut bassin de l'Eyrieux. Une observation attentive de ce dernier permet néanmoins de se faire une idée du rôle qu'y ont joué la tectonique et l'érosion, second problème majeur posé par la région.

J. P. CHARRE a évoqué ces questions dans un article de synthèse [1966] où il a joint à de très intéressantes remarques quelques redoutables a priori. Parmi les premières il faut citer, outre son analyse des sédiments de Cornuscles, des réflexions pertinentes sur l'intervention des failles dans la morphogenèse [pp. 431 à 438] ; au titre des seconds, je ne peux manquer de souligner l'acceptation par "principe" de la coexistence sur la bordure orientale de deux niveaux d'érosion étagés dont l'un serait la "surface éogène" de H. BAULIG et de l'autre la "surface pontienne" de J. PELLETIER [pp. 419 à 424]. Il a cru, du reste, pouvoir dater le second niveau par la présence des argiles de Cornuscles, qualifiées de "pontiennes", appliquant à la lettre le principe très dangereux suivant lequel une topographie a automatiquement l'âge du dépôt qui la recouvre ! J'admettrai bien volontiers que la *Primärrumpf* alpine a pu évoluer dans ce secteur après le Paléogène, en particulier à la suite des premiers mouvements de la crise fini-tertiaire ; il reste en tout cas à démontrer la réalité d'une reprise d'érosion ayant taillé dans le substratum hercynien un aplanissement inscrit en contrebas de portions conservées de la "topographie fondamentale". Une telle démonstration passait inévitablement par l'identification, à l'échelle régionale, d'une tectonique épeirogénique et par la reconnaissance de l'origine érosive des talus ; or pour J. P. CHARRE, lui-même, les mouvements du sol se sont exprimés sous forme cassante et la grande majorité des escarpements ont été le résultat du jeu des failles !

Il faut pourtant reconnaître qu'en dehors de la région de Vernoux ou de Privas, où l'on voit des lambeaux de grès secondaires dénivelés par des accidents, les preuves indiscutables de la responsabilité d'une tectonique différentielle dans l'origine des grandes vallées doivent faire l'objet d'une recherche minutieuse et d'une réflexion "serrée".

Une première série de constatations peuvent être faites dans la région de Borée, sur la haute vallée de l'Eysse. Celle-ci ne s'encaisse pas directement dans la portion de la *Primärrumpf* qui supporte vers 1 150-1 100 mètres les plus hauts interfluves -gradin effondré au pied du bloc du Mézenc, fig. 98 A-. Elle se situe dans un couloir déprimé où le socle ne dépasse pas 1 000 mètres -un peu moins même à S^t-Martial-. On pourrait conclure, malgré le tracé "rigide" des talus séparant le couloir du haut plateau et la dissymétrie des formes, à une

entaille ancienne façonnée par l'Eysse, lors d'une première phase d'encaissement. Cette hypothèse ne tient pas face aux données de la géologie. Il existe sur le versant établi entre les niveaux de 1 000 et 1 100 mètres, immédiatement à l'Est du hameau de Molines, un vaste et spectaculaire affleurement de sables entrecoupés de lits de cailloux ou de galets assez mal roulés. Il s'agit, sans la moindre possibilité d'erreur, de l'accumulation d'alluvions locales dans un ancien maar. On y reconnaît des "monts" et des beynes lacustres typiques. L'observation des pendages montre que le talus actuel passe au milieu du système. La partie sud de l'appareil a été dénivelée avant d'être détruite par l'érosion : la position qu'occupaient les sables avant leur déblaiement est aujourd'hui parfaitement reconnaissable. La conservation de la partie nord, la plus haute, s'explique d'abord par la protection qui lui a été assurée par les roches volcaniques : coulée de basalte sommitale et intrusion phonolitique latérale. L'âge maximal du maar est relativement facile à cerner : il contient en quantité égale dans sa fraction caillouteuse fragments du socle et produits volcaniques, dont une proportion non négligeable de phonolites. Si l'on estime que ces roches sont apparues à la même époque sur les versants ligérien et rhodanien, le cratère d'explosion et son contenu alluvial sont automatiquement postérieurs à 7 M.A.. Les conclusions à tirer sont évidentes.

- D'une part le couloir de l'Eysse supérieur est d'origine tectonique, talus et replats correspondant à des escarpements de faille et à des gradins.
- D'autre part la formation du couloir et l'organisation de la vallée de l'Eysse sous sa physionomie actuelle datent au maximum du Miocène terminal.

L'éventualité de déformations post-volcaniques peut être envisagée ailleurs, notamment sur le mince et long éperon séparant les vallées de l'Eysse et de la Dorne. Une brutale dénivellation affecte, au Nord-Est du hameau de Cornuscles, la base des coulées sommitales ; sa valeur est de près de soixante mètres. L'hypothèse du comblement d'une vallée perpendiculaire à l'axe de l'interfluve suivi par les basaltes pourrait être formulée : il faudrait alors admettre une organisation du drainage plus ou moins perpendiculaire au sens d'écoulement de la lave, qui n'aurait donc pas suivi la pente dominante malgré son aspect filiforme. Une situation identique se retrouve à l'extrémité aval de l'échine où les lambeaux de Brion et de Duestre posent, en fonction de leurs pentes différentes, de redoutables problèmes d'écoulement. Des phénomènes de basculement postérieur paraissent la meilleure solution ; toutefois, sur le terrain, un épaissement de la couche basaltique dans le sens de la pente actuelle indique l'existence d'une certaine déclivité dès l'arrivée du matériel volcanique. En revenant légèrement en amont, toujours sur le même interfluve, le problème posé par les relations à établir entre les coulées du Serre de Jusclas et les deux affleurements visibles à proximité du village d'Arcens, est encore plus redoutable. Ces derniers "dessinent" sur le versant une sorte de "S" très étiré. Les phénomènes de prismation n'aident guère aujourd'hui pour saisir le sens de l'écoulement ; on songe à des restes de coulées, mais aussi à un dyke qui aurait été en partie dégagé par l'érosion. Les géologues de la nouvelle carte au 50.000^{ème} de Lamastre ont attribué les lambeaux d'Arcens à l'épisode éruptif de l'interfluve. Si tel était bien le cas, et si on se trouvait en présence d'une coulée, l'éventualité de dénivellations tectoniques d'une ampleur supérieure à 150 mètres serait à retenir.

L'étude du bassin de l'Eyrieux montre cependant que la différenciation de la topographie a, en général, comme cela avait déjà été constaté dans le Cantal et en Auvergne, précédé l'émission des laves. Les exemples d'une situation de ce type abondent. La préexistence d'un relief accompagné d'une légère incision du réseau hydrographique avant l'arrivée des laves, est authentifiée, dans la haute vallée de la Rimande, par la position des sédiments du Miocène supérieur de Clauzelles et de Gourgouras, à l'intérieur de dépressions d'une cinquantaine de mètres de profondeur, inscrites dans le socle.

Les coulées ont moulé, par ailleurs, des accidents topographiques beaucoup plus marqués.

- Au niveau des Estrets, légèrement à l'Ouest de St-Clément, les laves ont fossilisé un talus de presque deux cents mètres de commandement. La base des laves, assez minces sur le panneau supérieur, est à 1 200 mètres vers le hameau de l'Herm, tandis qu'elle se trouve à environ 1 000 mètres sur le palier de St-Clément.
- On retrouve un phénomène identique en rive droite de la Saliouse, à proximité d'Echamps. La dénivellation entre les niveaux de 1 200 mètres -altitude où affleure le socle au dolmen d'Echamps- et de 1 000 mètres -celui qui porte le placage alluvial de Serres ; voir page 446- se répartit en deux ruptures de pente. La principale, haute de 120 mètres, prolonge vers le Sud le talus des Estrets ; une seconde déclivité montre le socle brutalement dénivelé sous le basalte, à l'Est d'Echamps.

Précédant de peu ou accompagnant le volcanisme effusif, un puissant épisode de différenciation de la topographie s'est produit. Des failles ont porté à des altitudes diverses des fragments de la *Primärrumpf* alpine et amorcé la mise en place du paysage actuel. En recherchant sous les reliefs postiches volcaniques les panneaux de socle, on peut ainsi reconstituer la nature et l'importance des déformations. Les coupes de la figure 98 indiquent de quelle façon la ligne de partage des eaux s'est installée à la limite orientale du bloc culminant : celui du Mézenc. Du côté rhodanien, ce dernier dominait par une pente légèrement supérieure à deux cents mètres, interrompue par de courts gradins, le niveau de 1 200 mètres. C'est dans ce second niveau que la tectonique a créé, peut-être avec un temps de retard pour la seconde, les hautes vallées de la Saliouse et de l'Eysse. Limité par les blocs de St-Agrève et du Serre du Don, le haut bassin de l'Eyrieux a vu son organisation s'esquisser : un vaste fragment de la topographie fondamentale, qui forme de nos jours les interfluvés situés vers 1 000 mètres, s'est subdivisé avec l'apparition d'un certain nombre de fossés, comme ceux de St-Martin-de-Valamas et du Cheylard. Ces affaissements ont déclenché une incision du réseau hydrographique à l'amont. Celle-ci a été encore accentuée par les mouvements postérieurs, y compris l'épeirogenèse.

Il est très difficile de donner une chronologie précise dans le haut bassin de l'Eyrieux comme dans le Velay oriental. La plupart des dénivellations régionales étant antérieures à l'épanchement des basaltes, elles datent forcément du Miocène -Vallésien ou Turolien inférieur-. Il est cependant certain que la tectonique différentielle a continué de s'exprimer dans la région après les manifestations volcaniques qui jalonnent la ligne de partage des eaux.

2°) LE PLATEAU DU COIRON ET SA PERIPHERIE :

Il convient de rappeler tout d'abord que le Coiron, avec son orientation N 120 E, prolonge très exactement les grands accidents du Velay, horst de Chaspinhac et massif du Mézenc. Il dessine lui-même un très net bombement au-dessus des Gras jurassiques et des collines taillées dans le Crétacé -fig. 40 C et 43-. La surface recouverte par les laves s'abaisse par ailleurs dans l'axe du plateau de près de 500 mètres -presque 1 000 mètres au col de l'Escrinet, environ 500 à l'extrémité du plateau-. Cette dernière dénivellation assure donc une bonne partie de la différence d'altitude entre le haut plateau vellave et les bas plateaux sédimentaires ; déterminer sa date d'apparition, qui a forcément coïncidé avec la surrection de la bordure sud-orientale du Massif Central, est une tâche essentielle pour ce travail.

Une réflexion sur les données observées en Coiron permet de conclure à l'exercice de la tectonique différentielle à la fois pendant les éruptions volcaniques et après celles-ci.

Le synchronisme entre les mouvements du sol et le volcanisme n'est pas difficile à démontrer :

- la dispersion très large du phréatomagmatisme [G. CAMUS et G. KIEFFER, 1978 b] montre l'étendue de la zone soumise à fracturation ;
- la concentration des bouches éruptives dans l'axe du bombement indique clairement le secteur où les contraintes ont été les plus fortes ;
- enfin, des déformations créées par une tectonique contemporaine des émissions ont pu être repérées [G. CAMUS et G. KIEFFER, 1978 a]. Toutes les coulées inférieures des digitations du versant méridional, entre Mirabel et les Audouards, possèdent un "basculement vers le Nord d'une valeur minimale de 4°" qui ne se retrouve pas au niveau des coulées supérieures. Deux failles, de quelques mètres de rejet, ont d'autre part été identifiées : l'une décalant seulement le banc d'alluvions sous-basaltiques, l'autre affectant aussi les coulées inférieures. Quelques lecteurs trouveront sans doute les manifestations de cette tectonique bien peu spectaculaires. En fait, la situation excentrée des précédentes observations -extrémités des digitations- par rapport à la zone de tensions paroxysmales de l'axe du plateau, amène à envisager une beaucoup plus grande ampleur des mouvements qui ont accompagné le volcanisme.

Dater les épanchements revient donc à situer dans les temps géologiques une partie des déformations régionales. L'âge du Coiron avait été établi dès la fin du 19^{ème} siècle par la découverte, à Vaugourde, dans les alluvions infrabasaltiques, d'une faune de Mammifères. Déterminée par A. GAUDRY, elle avait été placée à un niveau voisin des faunes du Lubéron et de Pikermi, permettant à A. TORCAPEL de situer au Miocène les sédiments fossilifères et les basaltes [1882]. Les choses restèrent claires jusqu'à ce que P. GRANGEON, reprenant l'étude du secteur, ait extrait des alluvions de Mirabel une malacofaune attribuée par P. JODOT au Pliocène inférieur. Rappelant alors la très ancienne découverte, dans la vallée de la Claduègne, au milieu du siècle dernier, de Mammifères "villafranchiens", P. GRANGEON a opté pour un âge du volcanisme étalé entre le Miocène et le "Villafranchien", renforcé dans cette opinion par son attribution des niveaux rouges intrabasaltiques à la pédogenèse [1960]. Les premières datations absolues par la méthode K/Ar, ainsi que l'étude volcanologique, ont complètement infirmé une telle interprétation : il n'existe aucun argument patent pour supposer une très longue durée entre les éruptions [Y. BANDET *et alii*, 1974 - G. KIEFFER, 1979]. Placés autour de 6,4 M.A. dans un premier temps, les âges radiochronologiques ont été révisés par G. FERRAUD : l'essentiel des émissions se seraient regroupées autour de 7 M.A. au niveau de la zone axiale, l'ensemble des dates variant entre 6,2 et 7,9 M.A.. Ces dernières propositions semblent très satisfaisantes par rapport aux données récentes obtenues par la paléontologie. J. P. ROMAGGI [1987], en étudiant les Mammifères de la Montagne d'Andance, a proposé une vision générale des sites fossilifères du Coiron qui s'harmonise à la perfection avec les âges K/Ar obtenus par G. FERRAUD. Le site de la Montagne d'Andance, correspondant à une accumulation de diatomites dans un maar annonciateur des mouvements, a été rattaché à la fin de la première moitié de la zone MN 11 -âge entre 8,5 et 8 M.A.-. Les dépôts fins sont couronnés par des alluvions à galets siliceux. Elles indiquent un transport sur des pentes apparues peu de temps après ; à en juger par l'évolution de la faune subcontemporaine, toutes les alluvions grossières infrabasaltiques du Coiron appartiennent sans doute aussi à la zone MN 11 et se situent entre 8 et 7,5 M.A.. Le dernier repère que l'on peut utiliser pour dater la mise en place des coulées de basaltes du plateau est le gisement fossilifère du Combiér, aussi déposé dans un maar mais attribué à la zone MN 12, en raison de l'aspect "moins primitif" de ses Antilopidés [J. P. ROMAGGI, 1987, p. 156]. Situé vers 7 M.A., il permet de placer les épanchements massifs de basalte très peu de temps après cette date.

Une partie des déformations de la région du Coiron sont ainsi apparues avant le Messinien. Elles s'intègrent dans la grande phase de tectonique différentielle connue par le Massif Central au Miocène supérieur, mais elles paraissent s'intercaler entre les premiers mouvements, horsts du Velay oriental ou bombement Aubrac-Cantal, et ceux observés sur l'axe Margeride-Cézallier. Je les crois synchrones de ceux qui ont dressé le bombement de Roche-en Régnier, séparant l'Emblavès du fossé de Bas, ou ont dénivélé le haut

bassin de l'Eyrieux, créant l'expulsion des laves phonolitiques. Une extension du domaine affecté par les déformations se serait aussi produite sur la bordure orientale. Ce qui est certain en Coiron, c'est que les mouvements se sont poursuivis après l'émission des basaltes.

P. MANDIER a attribué à un rejeu postérieur au volcanisme la dénivellation d'une centaine de mètres qui affecte la surface infrabasaltique de part et d'autre du col de l'Escrinet [1984, p. 135]. Je serai, à l'occasion, plus circonspect : la présence de la même coulée, sur les compartiments soulevés et affaissés, pourrait s'expliquer par sa mise en place sur l'escarpement déjà formé. L'érosion au niveau du col a créé une lacune d'observation sur plus de 500 mètres, et il n'y a pas de banc alluvial servant de second repère. Quoi qu'il en soit, je suis d'accord avec P. MANDIER pour admettre que des mouvements du sol post-volcaniques sont intervenus et ont soulevé la bordure orientale du Massif Central. Le principal argument pour l'affirmer tient à la nature des dépôts fluviaux recouverts, voire interstratifiés, par les coulées de basalte méridionales. L'intérêt paléogéographique de ces alluvions tient à l'exceptionnelle importance de leur aire d'affleurement : on peut les suivre de Saint-Laurent-sous-Coiron au pic Chenavari sur près de 17 kilomètres. Elles avaient été étudiées par L. BACCONNIER [1924] ; R. ETIENNE leur a consacré une mise au point beaucoup plus récente [1979]. Il a pu reconstituer le lit occupé par la rivière, pour lui une paléo-Ardèche : large d'un bon kilomètre, la plaine alluviale décrivait des méandres très légèrement encaissés dans le substratum mésozoïque. La pente actuelle de la couche d'alluvions est très faible pour un cours d'eau de la bordure orientale : une quarantaine de mètres pour quinze kilomètres. La signification de ce fait reste toutefois limitée. Elle est très irrégulière ; des contre-pentes y apparaissent, en liaison avec la tectonique contemporaine du volcanisme. Il est parfaitement possible que cette pente ait été profondément modifiée dans son ensemble par les mouvements postérieurs. L'élément le plus significatif à mon sens -R. ETIENNE est d'un avis contraire [1979, p. 27]- est la granulométrie du matériel. Celui-ci est formé par des sables et des galets de petite taille -médiane vers 6-7 centimètres-. On rencontre parmi ces derniers, et par ordre décroissant, des fragments de roches cristallines, des calcaires et du basalte. L'hypothèse d'une rivière possédant un bassin largement développé sur le socle est ainsi confirmée. Si l'on ajoute que la taille des galets ne varie pas sensiblement tout au long des 16 kilomètres de tracé, je crois que l'on doit conclure, avec P. GRANGEON [1960, p. 248] et P. BOUT [1966, p. 231], à l'existence certaine à cette époque d'un cours d'eau au profil beaucoup moins incliné que l'actuel. La dénivellation de plus de 800 mètres, en moins de 15 kilomètres, qui sépare aujourd'hui le Champ de Mars -socle à plus de 1 300 mètres-, sur l'axe Coiron-Mézenc, de St-Laurent-sous-Coiron n'était pas encore apparue. L'opposition entre la taille des galets de l'Ardèche ou de ses affluents et ceux des alluvions infrabasaltiques en apporte la preuve ; surtout si l'on rapproche cette observation de celles que l'on peut réaliser le long de l'Alagnon, où la granulométrie n'a pas, ou très peu -plus grande fréquence des blocs-, évolué entre les débuts du Pliocène et la fin du Pléistocène.

Parce que le dépôt des alluvions a légèrement précédé le paroxysme de la crise tectonique liée au volcanisme, certains penseront peut-être que des modifications sensibles ont pu se produire dans le bassin supérieur de l'Ardèche avant l'épanchement des basaltes. J'aurai plutôt tendance à les croire postérieures en raison de la puissance des déformations ultérieures, faciles à reconnaître sur les terrains sédimentaires du couloir rhodanien.

La région du Coiron s'est considérablement soulevée depuis l'époque des éruptions volcaniques, le lit fossilisé devait se situer à très faible altitude relative au-dessus de la mer tortonienne ; il se trouve maintenant à 500 mètres d'altitude ! L'écart altimétrique est aujourd'hui de 200 mètres entre les portions de *Primärrumpf* scellées par le basalte et celles qui dominent directement la vallée du Rhône. Tout un escalier de niveaux commandé par des accidents tectoniques s'est donc élaboré après la constitution du plateau basaltique. La preuve en est du reste administrée par le plus occidental des accidents, baptisé faille du Cayron par P. MANDIER [1984] qui lui a attribué, en fonction de la hauteur du talus, un jeu d'une quarantaine de mètres sur un rejet total de cent mètres. On retrouve cette valeur par un autre biais : la faille dénivelle les laves du Coiron et les alluvions turoliennes : le contact basalte-alluvions, situé à 495 mètres aux Audouards, est à 460 mètres au pic Chenavari. Les plus importants mouvements se sont toutefois produits à proximité du Rhône. P. MANDIER les a décrits de la façon suivante : "une série de failles, disposées en relais du Nord de Meysses au Sud de Rochemaure, effondrent à la fois la structure et la topographie vers l'Est avec des escarpements assez nets abaissant l'altitude moyenne autour de 200 m jusqu'à l'anticlinal urgonien des carrières du Teil qui la rehausse brutalement d'une centaine de mètres (300-310 m)" [1984, p. 561]. Bien qu'il ne me semble pas établi que l'érosion différentielle doive être écartée, au Nord du Teil, pour expliquer l'altitude très basse des interfluvies qui pourraient avoir été dégagés d'une couverture de terrains tendres paléogènes, la démonstration de P. MANDIER est, pour le reste, tout à fait convaincante. La "surface d'érosion fini-miocène" -ce que j'appelle la *Primärrumpf* alpine- se situe sur le sommet des collines des carrières du Teil, où la dalle d'Urgonien a visiblement été arasée, un peu au-dessus de la cote 300. Elle se retrouve au Nord à plus de 500 mètres, au Cayron et dans le bois des Roussières ; au Sud, elle forme le plateau de Viviers, dont la surface est jalonnée dans sa partie la plus élevée -360-370 mètres- par des quartzites alpins datés du Tortonien terminal par P. MANDIER. La topographie d'érosion en question tranche l'anticlinal de St-Remèze -370-380 mètres-, puis s'élève jusqu'à 400 mètres dans la forêt du Laoul, dominant à l'Est, en bordure du couloir rhodanien, les replats de Toutes-Aures et du grand Devès -260 mètres-, jonchés des mêmes quartzites alpins ; ce qui assure de la présence de nombreuses flexures.

P. MANDIER ne s'est pas contenté de localiser les mouvements, il s'est penché sur le problème de leur âge. Grâce aux nombreux repères fournis par les terrasses plio-quadernaires disposées tout au long du couloir rhodanien, il a pu recenser la part respective des phases tectoniques fini-tertiaire et quadernaire [1984,

pp. 557-558]. Il a conclu en faveur de mouvements exercés essentiellement lors de "la phase rhodanienne", les mouvements quaternaires, tout en étant "certains", représentant "peu de chose". Il faut évidemment préciser ce que P. MANDIER a très exactement voulu désigner sous le terme de "phase rhodanienne". Il a assimilé dans son Livre I [p. 132] cette crise à celle responsable, au Tortonien supérieur, du plissement de l'avant-pays alpin et de la brutale extension des matériaux conglomératiques dans le Bas-Dauphiné ; dans ses conclusions générales [p. 579], il l'a située "à la fin du Tortonien et peut-être encore pendant le Messinien". Il aurait ainsi existé, selon P. MANDIER, une séparation très nette entre les mouvements différentiels, assurés par des forces tangentielles, et l'épeirogenèse plio-quaternaire, à l'origine des mouvements verticaux. Il ne saurait être question pour moi de prendre d'ores et déjà position sur ce point. Je me contenterai d'observer que les exemples précédemment développés ont montré une certaine coexistence entre les deux types de déformations même si, effectivement, le soulèvement général paraît s'être, au fil du temps, imposé. Il n'est pas inutile de souligner, d'autre part, que le couloir rhodanien, malgré sa richesse en données géologiques et géomorphologiques, n'est sûrement pas le terrain idéal pour juger de manière "fine" de l'évolution "pliocène". Il existe, en effet, un hiatus très important entre les cailloutis du Tortonien terminal et ceux du Pliocène supérieur : le "trou" dans la sédimentation est de plus de trois millions d'années, puisque le Messinien débute à plus de 6 M.A., tandis que l'âge inférieur à 3 M.A. des dépôts plaisanciens a été démontré par la palynologie -travaux de J. P. SUC, voir page 551-. Or il est évident qu'à l'intérieur du Massif Central, de remarquables événements se sont déroulés -voir le paragraphe sur le Pays des Couzes- dans le laps de temps mis par le Rhône pour creuser sa ria et par la mer pour la colmater.

Pour en revenir à la question de l'âge des déformations qui ont contribué à soulever le massif du Coiron, et avec lui une bonne partie du Massif Central, il me semble nécessaire de ne pas trop le vieillir. J'admettrai avec P. MANDIER qu'elles sont antérieures aux "alluvions pliocènes", mais ces dépôts étant eux-mêmes postérieurs à 3 M.A., il existe une marge considérable entre la fin des éruptions du Coiron -7-6,5 M.A.- et le Pliocène supérieur. Sans en posséder pour l'instant de preuves tangibles, je les crois à peu près contemporaines des grands mouvements de la Margeride-Cézallier et du Pays des Couzes -7 à 3,5 M.A.-. Il va sans dire que l'altitude à laquelle on retrouve aujourd'hui le Pliocène supérieur à proximité du Coiron, soit environ 200 mètres d'après P. MANDIER, est à mettre entièrement sur le compte de l'épeirogenèse plio-quaternaire.

3°) LE BASSIN DU PUY :

L'ampleur de la tectonique fini-tertiaire est particulièrement aisée à reconnaître dans la région du Puy. C'est seulement à partir d'elle que l'on peut rendre compte de plusieurs particularités géologiques ou géomorphologiques. Je réutiliserai une argumentation déjà présentée dans ses grandes lignes [A. LE GRIEL, 1981, pp. 34-36].

Nous avons vu que le "demi-horst" de Chaspinhac, responsable de l'un des plus remarquables défilés épigéniques établis sur le cours de la Loire supérieure, avait amorcé son mouvement de surrection après le dépôt des séries argileuses du Ludien, à l'extrême fin de l'Eocène -voir page 376-. Il ne fait guère de doute, ainsi que je l'ai aussi déjà souligné -voir page 377-, que l'essentiel du soulèvement de ce bloc et du bombement séparant Emblavès et fossé de Bas était très certainement postérieur à l'installation des grandes artères du réseau hydrographique. Sur la figure 99 A, on voit nettement que la Loire s'est inscrite dans le granite, à un endroit où l'obstacle formé par le demi-horst est supérieur à ce qu'il est un peu plus à l'Est. La seule possibilité pour rendre compte d'une telle situation serait une surimposition générale sur une couverture sédimentaire plus épaisse d'au moins cent cinquante mètres. Or une telle hypothèse ne tient pas, face à une rapide analyse.

- Nulle part une si grande épaisseur de terrain paléogène n'a été conservée. Du reste l'évolution structurale observée de la zone de sédimentation, avec la migration des ombilics de subsidence à la fin de l'Eocène, contredit cette éventualité.

- Il serait surtout pour le moins curieux que l'érosion différentielle ait dégagé un matériel sédimentaire à l'amont, exhumant le horst jusque dans la région de St-Julien-Chapteuil, de part et d'autre d'un affluent secondaire, la Sumène (fig. 99 A) alors qu'elle était incapable de le faire à l'aval, de part et d'autre de la Loire, aux alentours de Retournac. On ne peut pas, en effet, prétexter la protection offerte par les roches volcaniques dans ce dernier secteur, puisque ces événements auraient dû automatiquement se situer avant les éruptions, au moment des premiers mouvements responsables de l'organisation des grandes artères hydrographiques.

Le rejeu de la faille de Lavoûte et le soulèvement du seuil entre Emblavès et fossé de Bas ont accompagné, selon moi, les extrusions phonolitiques -voir ci-dessus- ; ces déformations sont en conséquence apparues vers 8-7,5 M.A.. Si la majeure partie de leur déplacement date vraisemblablement du Miocène supérieur, il est possible de soupçonner sa prolongation, sans doute sous forme affaiblie, jusqu'au Quaternaire.

J'avais émis l'hypothèse que les dépôts "villafranchiens" du Puy pouvaient être liés à un effet de barrage provoqué à l'aval par un jeu du demi-horst [1981, p. 36]. Une observation minutieuse de la base des coulées basaltiques dans le secteur apporte un nouveau témoignage en faveur de cette supposition. Le petit plateau de Mons, dit aussi "Chaux du Monteil", qui domine la rive droite de la Loire (fig. 99 B) est formé par du basalte reposant localement sur des sables "villafranchiens" fossilifères [P. BOUT, 1960, p. 19]. Le point d'émission de la lave serait d'après P. BOUT le mont Brunelet, situé immédiatement au Sud [1973, p. 93]. Si tel est bien le lieu d'origine de la coulée, il est certain que celle-ci a été légèrement basculée après son épanchement.

Aujourd'hui la mesa monte en direction du Nord, d'un peu moins d'une dizaine de mètres en un kilomètre. Cette contre-pente semble avoir pu être provoquée par un rejeu de la faille de Lavoûte et un basculement de l'ensemble du demi-horst au pied duquel se trouve le plateau (fig. 99 B). Ce mouvement, postérieur aux "Sables à Mastodontes" -voir ci-dessous- et aux émissions volcaniques qui leur ont succédé, est à coup sûr quaternaire.

Un puissant soulèvement a affecté, au Pléistocène, tout le bassin de la Loire supérieure (fig. 99 C). La mise en évidence du phénomène est basée sur l'état de creusement respectif des vallées de l'Allier et de la Loire, à différents moments du Plio-Quaternaire. Depuis près de 3 M.A., à en croire les datations absolues obtenues à Saint-Arcons par J. M. CANTAGREL et M. PREVÔT [1971], la vallée de l'Allier était creusée à son niveau actuel, puisqu'on rencontre dans le lit de la rivière une coulée accusant un âge de 2,7 M.A. par la méthode K/Ar. Cette mesure isolée devrait être considérée avec prudence, si l'on ne disposait pas en réalité de plusieurs autres témoignages allant dans le même sens : partout les dépôts réputés "villafranchiens" affleurent à très faible altitude relative au-dessus du cours de l'Allier, entre Langeac et Brioude. Au contraire, la Loire s'est profondément inscrite, depuis cette époque, dans le bassin du Puy. La démonstration s'appuie d'abord sur la position occupée aujourd'hui par les alluvions "villafranchiennes".

Pendant très longtemps la nature exacte et l'âge des "Sables à Mastodontes" sont demeurés assez vagues. Les travaux de P. BOUT ont incontestablement contribué à les faire mieux connaître, notamment grâce à un inventaire exhaustif. Toutefois, le regroupement qu'il a proposé en deux remblaiements successifs n'a pas facilité leur interprétation stratigraphique et géomorphologique. Les multiples problèmes soulevés par ces dépôts sont loin d'être tous résolus ; de notables progrès ont été faits cependant, en particulier en matière de chronologie, à la suite de l'étude palynologique réalisée par D. ABLIN à Ceyssac [1985].

L'analyse des coupes du méandre de Farges, des vallons du Dolaison, de Ceyssac et de la vallée de la Borne m'a conduit à reconnaître, au contraire de ce qu'a suggéré P. BOUT, une série alluviale continue, plus ou moins entrecoupée de niveaux argileux fins d'origine lacustre. De nombreux et importants glissements de terrains ont affecté de manière récente tous ces versants, entraînant parfois des pans entiers de la corniche volcanique supérieure ; joints aux coulées volcaniques d'âge variable et aux injections directes de matériaux par le phréatomagmatisme, ces phénomènes rendent compte des faits observés beaucoup mieux que l'hypothèse des "remblaiements emboîtés" défendue par P. BOUT, inutile complication pour expliquer une situation déjà suffisamment embrouillée.

La sédimentation paraît avoir affecté une sorte de large vallée, assez faiblement incisée dans les terrains paléogènes -environ une cinquantaine de mètres-. Elle présente, à l'Est, à proximité du cours actuel de la Loire, une granulométrie nettement plus grossière, avec entre autres des bancs de galets. La pétrographie de ces fragments de roche peut être rapportée à un bassin-versant proche de celui de la Loire actuelle : on y retrouve des basaltes noirs compacts miocènes, des trachyphonolites du massif du Mézenc, des "chailles" et de nombreuses roches cristallines. Les galets diminuent très nettement de taille en allant vers l'Ouest -vallon du Dolaison- ; les sables se font aussi moins nombreux dans cette direction. Ils réapparaissent de manière plus constante dans la vallée de la Borne, mais leur interstratification avec des niveaux d'argile plastique reste le principal caractère granulométrique. La cause de ce phénomène me semble évidente : des mouvements tectoniques ont contrarié l'écoulement des eaux, transformant la dépression creusée par les cours d'eau en un marécage d'étendue variable. L'importance de l'accumulation, plus de 60 mètres, ne peut pas se comprendre sans une reprise de la subsidence dans tout le secteur où s'étaient primitivement déposées les marnes ludiennes. L'affaissement de la cuvette serait allé de pair avec un relèvement du demi-horst.

L'âge précis des dépôts est resté longtemps inconnu malgré l'abondance des fossiles. Ceci s'explique par l'ancienneté des découvertes et l'incertitude de leur position stratigraphique, par le manque de signification des espèces ou par l'ignorance, dans laquelle la paléontologie s'est longtemps trouvée, des dates exactes où les renouvellements de faune s'étaient opérés. D'ailleurs, si l'on exclut le site de Viallette de la liste des gisements appartenant aux "Sables à Mastodontes" -ce qui paraît logique au vu de sa situation excentrée et indépendante de l'aire de sédimentation principale-, on se rend compte que la plupart des découvertes ponctuelles de pièces de Mastodontes -le Monteil, Mons, Polignac- n'ont pas de signification décisive et ne sauraient être considérées comme indicatives d'une zone mammalogique précise puisque les Mastodontes ont été présents jusqu'à la zone MN 17, c'est-à-dire jusqu'au Tiglien. Le contenu des plus importants gisements -S^t-Vidal, la Roche-Lambert, le Crozas-, montrait cependant que l'essentiel de l'accumulation s'était réalisé à la limite du Pliocène et du Quaternaire. Les analyses palynologiques effectuées par D. ABLIN [1985] sur la série de Ceyssac lèvent désormais les doutes et donnent surtout une idée de la durée de la subsidence (fig. 111). Si l'on met de côté les récurrences de sédimentation interstratifiées dans les venues basaltiques -au-dessus de 805 mètres- dont l'âge peut être discuté -voir page 539-, la série s'est déposée entre deux crises climatiques bien marquées par leur conséquence sur la végétation, avec une large ouverture de la forêt : les refroidissements pré-tiglien et éburonien. La sédimentation paraît s'être réalisée de façon très régulière, sans lacune ou presque, puisqu'on y reconnaît, comme la présence de Mammifères le laissait présager, la période intermédiaire du Tiglien. C'est par conséquent entre 2,1 - 2,2 M.A. et 1,5 - 1,4 M.A. que la subsidence a fonctionné, provoquant un arrêt momentané de l'incision du réseau hydrographique dans le bassin du Puy. L'encaissement de la Loire et de ses affluents a, en revanche, repris à un rythme accéléré par la suite. L'altitude relative de la base des coulées basaltiques qui se sont épanchées sur la sédimentation est, aujourd'hui, de deux cents mètres au-dessus du fleuve ! Or, si l'on compare les altitudes respectives de la Loire et de l'Allier de part et d'autre du Devès, on

constate que le lit de ce dernier est à 500 mètres et celui de la Loire à 600 mètres. Deux conclusions peuvent être tirées de cette situation.

- La première est que l'Allier occupe, aux environs de Langeac, une région qui a été relativement stable... au Quaternaire. Sa position, dans un fossé relatif entre Margeride et Devès, et son encaissement à l'intérieur du socle relèvent des événements mio-pliocènes.
- La seconde est que le bassin de la Loire supérieure a connu un mouvement de surrection assez récent de plusieurs centaines de mètres !

La délimitation de l'aire concernée par ces phénomènes serait, afin de cerner leur nature exacte, particulièrement intéressante à connaître. Il faut tout de suite signaler qu'il existe trois composantes possibles au phénomène : un soulèvement localisé du bassin de la Loire supérieure, le reste du Massif Central demeurant stable ; un effondrement relatif de la région de Langeac dans le cadre d'un soulèvement d'ensemble du Massif Central ; une situation associant les deux phénomènes, à l'occasion d'une épeirogenèse de valeur intermédiaire. Il ne saurait être question, bien entendu, d'effectuer un choix définitif avant d'avoir dépassé l'étude de simples cas régionaux ; il est néanmoins possible, en rapprochant ce qui a été observé dans le Pays des Couzes et à proximité du Coiron -autres secteurs où nous avons reconnu l'épeirogenèse plio-quaternaire-, de signaler un soulèvement du Velay en apparence plus fort, puisque des valeurs d'environ deux cents mètres dans le couloir rhodanien et de seulement un peu plus de cent mètres en Auvergne avaient été identifiées. La probabilité d'une surrection autonome de la région du Puy augmente ainsi dans de fortes proportions. Les limites de la zone soulevée ne sont nettes qu'au niveau du versant occidental du Devès. Au Nord, le jeu de la faille de Lavoûte n'a pas été suffisamment important au Quaternaire pour être responsable de l'ensemble de la dénivellation, au moins une centaine de mètres. On ne trouve surtout aucun accident net à l'Est et au Sud. Deux solutions me semblent offertes : soit un mouvement différentiel limité au seul bassin du Puy et à ses immédiates bordures cristallines, soit un mouvement de style intermédiaire entre tectonique différentielle et épeirogenèse affectant tout le bloc de la bordure orientale. Je ne cacherai pas ma préférence pour cette seconde solution. En effet, si l'on change d'échelle d'observation et si l'on considère l'ensemble du Massif Central, on est frappé par la position haute avec une nette prise d'altitude -150 à 200 mètres- par rapport aux régions adjacentes d'un très vaste ensemble englobant le Forez ou le Pilat au Nord, le Lozère au Sud. Ce bloc de hautes terres, en apparence hétéroclite, possède en réalité une remarquable unité structurale puisqu'il correspond au puissant massif granitique du Velay, les points les plus élevés coïncidant par ailleurs, sur le pourtour du Massif, à une série de horsts d'âge miocène supérieur -voir page 493 et suivantes-. Je crois en conséquence à des déformations ayant associé flexure à moyen ou grand rayon de courbure et failles, responsables d'un soulèvement d'ensemble du "diapir vellave" -voir page 209-. Nous verrons qu'il existe le long du cours de la Loire un certain nombre d'arguments pour authentifier une dénivellation au Quaternaire de toute la partie supérieure du bassin, à partir du seuil du Pertuiset. J'ajouterai, pour conclure, que le lien entre mouvements du sol et batholites granitiques, révélé une première fois à travers cet exemple, va nous apparaître ensuite comme une véritable constante des modalités de la crise "pliocène" à travers le Massif Central.

c - DU CLUNYSOIS A L'AUTUNOIS :

Les réflexions développées dans cette partie concernent un exemple très différent des deux précédents : celui des confins du Morvan, de la Bourgogne et du Beaujolais. Sur le plan topographique et structural, le secteur choisi tranche de manière totale avec les portions de socle déjà présentées, sa particularité essentielle étant une altitude très basse, presque partout inférieure à 600 mètres. La description à petite échelle qui lui a été consacrée au Livre I -voir page 55- a, du reste, souligné l'originalité de certains de ces reliefs, avec des types qui ne se retrouvent nulle part ailleurs dans le Massif Central -Charollais, Mâconnais-. Le changement est si total par rapport aux formes lourdes habituellement développées dans le socle que l'on doit s'interroger sur les causes du changement. On serait tenté, en première analyse, d'attribuer ce phénomène à la seule présence des couches sédimentaires secondaires. Or, même si leur rôle ne doit pas être négligé, avec le développement de reliefs monoclinaux et le jeu de l'érosion différentielle entre les couches, il est évident qu'elles ne sont pas les uniques responsables. La tectonique, sur les modalités et l'âge de laquelle il faut s'interroger maintenant, est sans aucun doute intervenue dans l'apparition d'un paysage aussi complexe, tout d'abord en commandant le lieu et l'ampleur des reprises d'érosion. Pour parvenir à cerner exactement les conséquences directes des mouvements du sol dans les volumes actuels, il faut essayer d'établir la part prise par la glyptogenèse. L'existence de vastes affleurements de roches non cohérentes -argiles, marnes- pose bien sûr à ce propos de redoutables problèmes. Au contraire des exemples précédemment évoqués, où la présence des laves et leur rapport avec le substratum soulignaient dès les premières observations l'origine tectonique des reliefs -même dans le Pays des Couzes où, pourtant, l'érosion différentielle s'est manifestée-, on doit noter ici l'absence de tout repère commode. Comme l'étude du terrain laisse, en particulier en Charollais et en Mâconnais, sur l'impression d'un travail intense de dégradation des formes, nous commencerons par vérifier, avec le cas précis de la vallée de la Grosne, si c'est bien la réalité.

1°) L'ORIGINE DE LA "VALLEE" DE LA GROSNE :

Lorsqu'on considère le large couloir emprunté par la Grosne à partir de Cluny, l'idée d'une vallée élargie par le cours d'eau s'impose naturellement, malgré l'aspect rigide des versants. Il n'est donc pas étonnant que les géographes, en l'occurrence A. JOURNAUX dans sa thèse [1956], en aient formulé l'hypothèse. Pour cet

auteur, le large plan incliné qui s'étend sur la rive droite de la rivière au pied de la longue crête du bois de la Roche (fig. 100 A), correspondrait à un "glacis d'érosion" développé dans le substratum cristallin "sous climat chaud semi-aride ou tropical" [1956, pp. 199 à 204]. Il se serait ainsi produit un recul du talus granitique sur près de deux kilomètres. D'une façon générale, les vallées du Clunysois se seraient élargies par pédimentation dans le socle, en même temps que se formaient les alvéoles du Morvan et du Charollais. A. JOURNAUX a daté l'ensemble de ces événements "du Miocène ou du Pliocène" en fonction "de l'âge qu'il convient d'attribuer aux Sables du Bourbonnais", dans lesquels il voyait les formations corrélatives de l'épisode. Sans réfuter complètement l'intervention des processus d'érosion, M. O. BRUNY a apporté, dans sa thèse de 3^{ème} cycle [1982], des éléments nouveaux d'appréciation. Je les reprendrai en les associant à quelques autres remarques ; ma position sera nettement plus tranchée que la sienne.

Il ne fait aucun doute qu'à hauteur de Cluny, la "vallée" constitue un fossé ayant joué à plusieurs reprises : des terrains jurassiques y sont conservés et l'on a l'assurance d'un rejeu de la subsidence à l'Eocène, puisque des matériaux dont il reste de rares témoins s'y sont déposés. Le versant qui domine directement la rivière est un escarpement de faille de deux cent cinquante mètres de hauteur : les grès du Trias, qui jalonnent entre 500 et 600 mètres d'altitude les replats du bois de Bourcier, ont été retrouvés en sondage au pied de l'abrupt [M. O. BRUNY, 1982, p. 170]. Doit-on douter que la poursuite du même talus vers le Nord ne corresponde pas à une même définition morphologique ? Cela me paraît d'autant moins possible que le plan incliné, qui forme en aval la partie orientale du bassin, n'est pas directement sous-tendu par le granite. Celui-ci est partout recouvert d'une épaisse formation alluviale qui se poursuit dans le couloir de Chapaize (fig. 100 A). Par-dessous, les sondages réalisés en vue de la construction du T.G.V. ont rencontré parfois le granite,... parfois les couches du Jurassique. Comme l'origine structurale du seuil de Chissey, qui ferme au Sud le couloir de Chapaize, ne peut pas non plus être contestée, dans la mesure où il est partout établi dans les roches secondaires faillées et flexurées, il n'y a aucune chance pour que le versant occidental du bois de la Roche, lié à la tectonique à ses deux extrémités, ait été façonné par l'érosion dans sa partie intermédiaire. Seules des retouches dues à l'élimination locale de couches sédimentaires peu résistantes sont à envisager ; elles seraient responsables des replats structuraux qui apparaissent parfois dans les zones les plus soulevées.

La coupe A de la figure 100, qui traverse l'ensemble de la dépression complexe drainée par la Grosne et la Guye, permet d'étendre dans l'espace les conclusions précédentes. Elle montre de quelle manière étroite la topographie actuelle résulte des volumes mis en place par les déformations qui ont affecté la *Primärrumpf* alpine. On y distingue parfaitement le changement de style structural entre le Charollais, où les blocs tectoniques sont larges, et le Mâconnais, composé de blocs étroits -voir page 55-. Dans ce dernier secteur, le style très éjectif du relief pose un problème évident. Il faut s'interroger sur l'origine de formes tectoniques aussi aérées et minces dans un matériel consolidé. Ce contraste, entre caractère "souple" des déformations et résistance du socle ou de sa couverture, est la principale donnée qui pousserait le chercheur à réserver dans ses interprétations un rôle de premier plan à l'érosion. En dépit des apparences, je ne crois pas que ce dernier facteur soit intervenu de manière décisive. Il serait très certainement exagéré de prétendre que le réseau hydrographique et les processus s'exerçant sur les versants n'ont pas remodelé les étroits couloirs du Mâconnais. En déblayant les couches tendres, en incisant les couches dures, ou en déstabilisant les pentes, l'érosion a sûrement contribué à quelquefois régulariser, d'autres fois compliquer, le modelé. Toute l'originalité géomorphologique de la région tient cependant, pour moi, à l'incroyable densité des fractures héritées des multiples phases tectoniques des cycles hercyniens et alpins. Les mouvements différentiels fini-tertiaires ont utilisé ce canevas ; ils ont ainsi pu mettre en place un type très particulier de "horsts-anticlinaux" dans lesquels les volumes résultent des effets convergents de multiples petits rejets, de flexurations et de basculements (extrémité orientale de la coupe A, fig. 100).

2°) LE PLATEAU D'ARNAY-LE-DUC ET LE BASSIN D'AUTUN :

La démonstration du rôle local joué par la tectonique n'implique pas qu'il n'y ait pas eu dans d'autres secteurs une action très importante de l'érosion. Un exemple spectaculaire de ce phénomène est le dégagement du plateau d'Arnay-le-Duc de sa couverture de terrains sédimentaires.

Le plateau d'Arnay-le-Duc correspond au haut bassin de l'Arroux (fig. 100 B). C'est une vaste et lourde surface, très représentative des topographies développées dans le socle du Massif Central, qui est établie à une altitude de 400-450 mètres, entre le plateau granitique très découpé de Lucenay-l'Évêque à l'Ouest, la "Montagne" bourguignonne à l'Est et les buttes-plateaux de l'Auxois au Nord. Ces trois dernières unités, offrant la particularité de toutes culminer entre 530 et 570 mètres, dominent d'un peu plus d'une centaine de mètres le plateau d'Arnay. A l'Est et à l'Ouest, du côté de la Bourgogne et du Morvan, des talus assez rectilignes, fixés sur des failles, assurent le passage entre les niveaux. L'intervention directe de la tectonique n'est pourtant pas possible : il n'existe pas un tel accident du côté de l'Auxois (fig. 100 B). Jointe à cette remarque, l'altitude similaire des trois unités périphériques et la conservation des buttes structurales du Mont Bard à l'Ouest et d'Antigny-le-Château à l'Est, ne laisse aucun doute, même à un apprenti géomorphologue, sur l'évolution qui a affecté le plateau. Il a été dégagé en grande partie de sa couverture sédimentaire et il est aujourd'hui ceinturé par des talus dus à l'érosion différentielle : escarpement de ligne de faille rajeuni à l'Ouest, inversé à l'Est et "coteau" au Nord. Un énorme travail de déblaiement a été ainsi nécessaire pour aboutir à l'exhumation du socle (fig. 100 B). Un tel événement conduit inévitablement le chercheur à s'interroger sur les circonstances dans lesquelles il a pu se produire, en particulier lorsque l'examen des autres données du terrain amènent plutôt à

réduire la part des formes d'érosion dans le paysage. Deux questions méritent à son propos d'être posées : quelle a été l'ampleur exacte de la reprise d'érosion responsable du dégagement du socle dans la région d'Arnay-le-Duc ? Quel contexte structural et géomorphologique permet de l'expliquer ?

Dans la mesure où tout le haut bassin de l'Arroux a été concerné par l'exercice d'une érosion aussi efficace, on pourrait en conclure que la dépression d'Autun et le couloir de l'Arroux qui la prolonge, au Sud, possèdent une origine semblable, bref qu'ils ont été dégagés dans des séries peu résistantes par le travail des cours d'eau. Dans ce cas, on se trouverait face à une situation régionale pour le moins curieuse : un vaste et important couloir aurait été ouvert par l'Arroux dans la masse d'un substratum soulevé par une sorte de mouvement épeirogénique à l'échelle de toute la partie nord-est du Massif Central, tandis que, dans l'ensellement entre Morvan et Beaujolais, tout un canevas de formes tectoniques se mettait en place. En fait, une semblable hypothèse doit à mon avis être rejetée : trop d'observations la rendent improbable.

L'organisation du drainage actuel s'est faite, ici comme ailleurs, sur les volumes tectoniques qui ont déformé la *Primärrumpf* alpine. Après l'apparition d'un horst sur l'emplacement du Haut-Morvan -voir ci-dessous-, les bas plateaux qui forment de nos jours le piédestal du Morvan ont été à leur tour affectés par la crise "pliocène". La ligne de partage des eaux entre Atlantique et Méditerranée s'est ainsi fixée, dans le prolongement du seuil de Langres, au Sud de l'Auxois. Aujourd'hui cette séparation entre bassins de la Seine, de la Loire et du Rhône occupe au Nord d'Arnay-le-Duc une position très particulière, en contrebas des plateaux jurassiques et des croupes granitiques qui entourent les sources de l'Arroux. On ne peut expliquer la situation présente que par la lente apparition avec le temps d'une topographie très différente de celle de départ. Le seuil formait bien une zone haute à l'issue des mouvements qui ont incliné vers le Nord les plateaux de l'Auxois, vers l'Est la "Montagne" bourguignonne et vers le Sud la couverture sédimentaire qui recouvrait alors le plateau d'Arnay. Mais, par les hasards de l'évolution structurale et géomorphologique, la portion de la *Primärrumpf* sur laquelle s'est installée la ligne de partage des eaux, s'est trouvée sous-tendue par des roches tendres. Depuis cette époque, une très forte évolution s'est déroulée ; elle est simple à résumer : partout où la *Primärrumpf* tranchait des couches non cohérentes, du type argile, marnes ou sables argileux, celles-ci ont été dégagées et le toit des premières roches dures, en général formé par les terrains primaires, a été exhumé. La moitié septentrionale de la coupe B, sur la figure 100, permet de bien reconnaître le travail de l'érosion différentielle et de comprendre comment sont apparus les "coteaux" qui délimitent les plateaux de l'Auxois ou la butte structurale du Mont Bard. On notera au passage que les talus fixés dans les binômes couches dures-couches tendres ont très peu reculé, alors que les interfluves formés par des sédiments non cohérents se sont abaissés de plus d'une centaine de mètres, y compris sur la ligne de partage des eaux.

Si l'on observe avec attention le plateau d'Arnay-le-Duc, on constate qu'une pente topographique vers le Nord, contraire à l'écoulement actuel des rivières existe localement. La figure 100 B montre de quelle façon cette contre-pente a été peu à peu révélée par l'érosion différentielle, obligeant l'Arroux et ses affluents à s'inscrire de plus en plus profondément dans le socle à l'approche de la dépression d'Autun. Dans ces conditions, il faut s'étonner que les cours d'eau tributaires de la Seine, mieux adaptés à la structure, l'Armançon notamment, n'aient pas reculé leur tête de source et capturé la partie supérieure du bassin de l'Arroux. Or non seulement un tel phénomène ne s'est pas produit, mais c'est même plutôt l'inverse qui semble s'être réalisé au détriment de certains affluents de l'Ouche, il est vrai encore plus défavorisée par les conditions structurales. Le maintien de la surface drainée par l'Arroux, en dépit du contexte structural dans lequel il se trouve aujourd'hui, et le dégagement rapide de la couverture sédimentaire liasique doivent être, à mon sens, mis sur le compte d'une cause unique : la forte pente qui a marqué le réseau de l'Arroux supérieur. Celle-ci a été une conséquence des mouvements du sol qui se sont produits au niveau du bassin d'Autun. On se trouve, sans discussion possible, face à un fossé à l'intérieur duquel la *Primärrumpf* alpine a dû occuper une position déprimée d'au moins cent cinquante mètres par rapport à l'altitude primitive du compartiment d'Arnay-le-Duc. La coupe B de la figure 100, sur laquelle j'ai fait figurer la situation de la *Primärrumpf* à la suite des déformations "pliocènes", permet de se faire une idée de l'importance de cette dénivellation. Il ne s'agit pas là d'une spéculation gratuite ; la situation de la *Primärrumpf* vers 350-370 mètres d'altitude dans la partie occidentale du fossé d'Autun est clairement démontrée au Sud-Est d'Autun, au pied de la Montagne de Guénand, où des fragments de la base de la couverture sédimentaire -au niveau de laquelle passe la *Primärrumpf* dans ce secteur comme il est facile de le constater dans la région d'Antully- ont été conservés, offrant la possibilité de reconnaître la nature tectonique de l'escarpement qui domine Autun. Celui-ci est le pendant du talus d'Igornay, très atténué par l'érosion différentielle.

A l'échelle régionale, les observations qui viennent d'être faites débouchent sur plusieurs très importantes constatations.

- Du Nord -Auxois- au Sud -plateau d'Antully-, la *Primärrumpf* s'est inscrite dans des niveaux de plus en plus anciens, du Jurassique au Trias. Elle regradait même le socle au Nord du Creusot.
- Lors des mouvements fini-tertiaires, certaines structures des anciens fossés permien ont rejoué, provoquant l'affaissement de la région d'Autun et guidant l'organisation du réseau hydrographique.
- L'érosion différentielle n'est intervenue qu'ensuite. Elle s'est principalement exercée sur la bordure nord du fossé d'Autun, et avec une grande rapidité, en raison de l'appel au vide créé par la dépression topographique.

Il convient de noter, pour conclure l'analyse de ce secteur, à quel point l'ampleur très localisée de l'érosion différentielle a rendu délicat le travail du géomorphologue. Le fossé d'Autun se prolonge à l'Est, entre

Dracy-S^t-Loup et Epinac-les-Mines, par une dépression à l'altitude plus élevée et au modelé plus heurté. Une butte de terrain sédimentaire se dresse en son centre : la butte de Curgy. La base des dépôts secondaires est à 380 mètres ; celle-ci est à peine plus élevée au Nord sur le plateau d'Arnay-le-Duc -390 à 400 mètres-. On supposerait, en première analyse, que l'ensemble du paysage a été taillé par l'érosion dans une structure homogène. Pourtant il ne fait pas l'ombre d'un doute qu'une évolution beaucoup plus complexe a eu lieu. C'est la *Primärrumpf* alpine qui passe dans le fossé d'Epinac au sommet des buttes vers 420 mètres d'altitude, comme le montre le nivellement de plusieurs accidents et le passage de la "paléotopographie" dans des lambeaux de la couverture mésozoïque et dans le Permien. Au Nord de l'accident Igornay-Epinac, la *Primärrumpf* passait beaucoup plus haut dans les niveaux marneux du Lias, à une altitude voisine du sommet de la "Montagne" bourguignonne, soit vers 550 mètres ! Des failles localisées dans les épaisses séries permienne qui avaient fonctionné en sens inverse pendant une partie du cycle alpin -Crétacé, Paléogène-, ont donc joué de façon négative au Néogène. L'inévitable problème qui doit être maintenant abordé, est bien entendu celui de l'âge précis de ces mouvements.

3°) L'AGE DES MOUVEMENTS TECTONIQUES DANS LES BASSINS DE LA GROSNE ET DE L'ARROUX :

En définitive, d'Arnay-le-Duc à Cluny, l'histoire géomorphologique a été identique, malgré des styles structuraux différents : la *Primärrumpf* alpine, située sur des roches très diverses d'un endroit à l'autre, a été dénivelée par des déformations cassantes. Au Nord du grand accident du Creusot, la trame tectonique, relativement lâche, a abouti à la mise en place de quelques fossés enerrés par de lourds plateaux ; le paysage ne s'aère que dans la région de Luzy. Au Sud de la dépression Dheune-Bourbince, la morphologie change complètement, la densité des cassures a créé un relief haché, parfois éjectif, avec une domination spatiale des creux tectoniques -Mâconnais-, parfois déjectif -Charollais-, avec des hauteurs plus nombreuses. Il me semble logique d'admettre que tous les mouvements du sol responsables de l'organisation de cette topographie ont eu lieu en même temps ; soulèvements et affaissements auraient été plus ou moins concomitants. Cette remarque, en apparence banale, est en réalité d'un grand intérêt pour répondre à la question posée dans ce paragraphe : en effet, en s'abaissant de manière réelle ou relative, les planchers des fossés ont parfois piégé des sédiments qui constituent, dans le contexte régional, le plus sûr moyen de datation.

Dans un article récent, destiné à introduire un numéro spécial de "Géologie de la France" consacré à l'évolution plio-quadernaire du fossé bressan, P. RAT s'est lui-même interrogé sur l'âge des reliefs marginaux et des talus qui délimitent le bassin [1984, p. 195]. Rappelant les hypothèses de E. CHAPUT sur l'existence de surfaces d'érosion étagées, il a reconnu la très grande extension de la "surface bourguignonne de 600 m" -la partie la plus soulevée de la *Primärrumpf* alpine recoupant les sédiments secondaires-. Il a ensuite proposé de ramener le débat sur la tectonique récente à une recherche sur la position chronologique de la crise responsable de l'altitude actuelle de la dite surface. Dans ce but, il lui a paru judicieux de raisonner sur l'ensemble de la périphérie de la cuvette et de tenir le plus grand compte des événements tectoniques du côté du Jura. Il a ainsi formulé deux hypothèses : soit l'exhaussement bourguignon serait "tardi-miocène" et synchrone "de la phase paroxysmale de plissement du Jura", soit il serait contemporain de "la genèse des faisceaux morphologiques du Jura externe dont la datation, plus récente", s'appuierait sur l'âge de la surface déformée. Sans mettre en doute l'existence de liens étroits entre les mouvements qui ont affecté les deux versants de la Bresse, ni, dans son fondement, le principe de l'alternative proposée, je crois utile d'en nuancer les termes parce que le lecteur pourrait penser reconnaître à travers tout ce chapitre une prise de position assez proche -à savoir la volonté de regrouper les mouvements du sol en une série de courtes crises plus ou moins indépendantes-, il me semble nécessaire d'insister sur ce point. En plaçant la surrection des reliefs bourguignons en face d'épisodes structuraux isolés l'un de l'autre, P. RAT a adopté une démarche semblable à celle du géomorphologue lorsqu'il veut dater une "surface d'érosion" : il a introduit des discontinuités là où il n'y en a pas forcément eu -il est du reste important de signaler que la base de l'argumentation de P. RAT est géomorphologique, avec l'âge supposé différent de deux "aplanissements" ; illustration parfaite de "tort" que des principes géomorphologiques mal établis peuvent causer dans les disciplines voisines-. Pour être très clair, je ne pense pas que l'on puisse séparer par la géomorphologie "la phase paroxysmale tardi-miocène du Jura" et celle responsable du "soulèvement des faisceaux du Jura externe", il s'agit de deux épisodes différents dans l'espace d'une seule et longue crise. Un phénomène tout à fait similaire à celui qui a été décrit à déjà deux reprises -coeur du Massif Central et bordure orientale- s'est produit dans le Jura. Née dans le domaine interne du Jura, une tectonique marquée par des mouvements différentiels s'est peu à peu étendue vers la périphérie ; elle y est arrivée plus tard, mais elle résulte à mon sens de la migration d'une même "onde" et elle a dénivelé une même surface : la *Primärrumpf*. Pour en revenir à la bordure occidentale de la Bresse et pour traduire en langage "massif-centralien" l'hypothèse de P. RAT, celui-ci s'est tout simplement demandé si la "Montagne" bourguignonne avait été soulevée à la même époque que les grands horsts et le Morvan, dès le Miocène supérieur, ou si elle avait attendu l'arrivée de l'"onde" déformante jusqu'à une époque plus tardive -Pliocène-.

P. RAT, poursuivant sa démonstration [1984, p. 196], a formulé une remarque d'un grand intérêt. Il a induit avec logique, de la présence de cailloutis systématiquement installés au débouché des principales vallées bourguignonnes, la préexistence de l'incision du réseau hydrographique sur l'accumulation bressane. Il est ainsi possible de dater, au moins de façon relative, les mouvements qui ont soulevé la "Montagne" et l'"arrière-côte", provoquant l'apparition des vallées : ils ont précédé le dépôt du "Complexe des Marnes de Bresse" qui forment l'essentiel de l'accumulation. Il importe par conséquent de connaître l'âge de ce matériel. Dans la

mesure où la cuvette bressane et son contenu seront évoqués plus loin dans le détail, il n'est pas dans mon intention de m'étendre ici sur la position chronostratigraphique des sédiments ; afin d'éviter au lecteur de se reporter immédiatement à cette partie, je me contenterai d'en résumer les conclusions qui intéressent la question traitée.

- Les récents travaux de l'Ecole dijonnaise de géologie, bien calés par de multiples découvertes paléontologiques -Rongeurs, malacofaune, pollens- ne laissent désormais aucun doute sur la situation stratigraphique de la partie terminale de l'accumulation, dénommée "Complexe de couverture". Celle-ci s'est mise en place au début du Quaternaire.

- La position du "Complexe des marnes" qui forme l'essentiel des dépôts est en revanche moins bien établie. On est assuré qu'il recouvre au moins toute la durée du Pliocène supérieur ; peut-être aussi celle du Pliocène inférieur.

Parce que des systèmes deltaïques contenant des cailloutis calcaires ou des sables granitiques s'interstratifient dans les marnes, au débouché des principales vallées : Tille, Ouche, Dheune, Orbise, Grosne, on doit admettre à mon avis que la bordure était déjà soulevée au milieu du Pliocène.

Ce renseignement est, en définitive, le seul qu'apporte la sédimentation à l'heure actuelle. Etabli en dehors du secteur étudié, il est indirect. On peut regretter pour l'instant que les alluvions retenues à l'intérieur même des fossés, qui ont été reconnus le long de la Grosne ou de l'Arroux, n'aient pas encore livré d'éléments de datation précis. On doit se méfier toutefois car nous verrons qu'il n'est pas évident que les matériaux piégés soient automatiquement contemporains de la phase principale de différenciation du relief. Pour l'instant, le seul indice véritable que l'on possède est l'identification par G. LATREILLE, dans les minéraux lourds des sables du couloir de Chapaize, de sphènes d'origine volcanique [M. O. BRUNY, 1982, pp. 204 à 209] ; par les liens qu'il permet d'établir avec les éruptions du Pliocène supérieur et du Quaternaire, cet indice confirme l'âge plutôt récent des alluvions accumulées à l'intérieur des fossés du Massif Central.

La leçon à tirer de ces remarques est simple : les déformations se sont poursuivies tout autour de la dépression de la Dheune-Bourbince jusqu'à une date très récente. Elles continuent aujourd'hui à faire sentir leurs effets : en Brionnais, le soulèvement du seuil traversé par la Loire a joué, faiblement mais de manière constante, tout au long du Quaternaire, comme le prouve la dénivellation du système de terrasses de la Loire [G. LATREILLE et A. LE GRIEL, 1980]. En l'absence de témoignages permettant de dater les débuts des déformations, on doit rester prudent et se limiter à des hypothèses. Je me risquerai à avancer, en fonction des données recueillies dans le secteur et dans le reste du Massif Central :

- que les plateaux bourguignons, les monts du Charollais et le Mâconnais ont été concernés par une même génération de mouvements ;
- que cette phase paraît s'être produite après le jeu des accidents responsables des grands horsts régionaux, Morvan et Beaujolais, tout simplement parce qu'elle affecte leurs "piémonts" ;
- qu'elle semble en revanche antérieure, pour ses conséquences essentielles, à l'accumulation des marnes bressanes ;
- donc que son paroxysme doit se situer entre le Miocène terminal et le Pliocène inférieur ; mais aussi que des rejeux, notamment au niveau des structures affaissées, ont eu lieu de manière beaucoup plus récente.

3 - LES MODALITES DE LA CRISE "PLIOCENE" A L'ECHELLE DU MASSIF CENTRAL :

Les exemples régionaux qui viennent d'être étudiés permettent désormais, joints à l'analyse géomorphologique menée dans le Livre I, de répondre à la question fondamentale posée par les reliefs du Massif Central : après avoir conclu à l'origine tectonique des principales formes présentes dans le paysage, il est maintenant possible de situer dans l'échelle stratigraphique les mouvements du sol qui les ont mis en place.

Un des plus importants acquis des recherches menées à l'échelle régionale a été la mise en évidence de la diversité du style des déformations. Trois grandes catégories de déformations, au moins, ont été recensées : surrection par failles ou flexures de portions de socle de tailles diverses, soulèvement d'ensemble du Massif Central et de ses bordures, jeu en détente d'accidents aboutissant à la mise en creux réelle ou relative de fossés. Nous étudierons, dans cet ordre, les conséquences des différentes catégories de mouvements sur la géomorphologie de l'ensemble du Massif Central. Malgré l'échelle choisie, je ne renoncerai pas toutefois à développer, lorsque le besoin s'en fera sentir, des arguments tirés d'une analyse locale.

a - LE SOULEVEMENT DES GRANDS HORSTS :

Ce phénomène a, indiscutablement, constitué la première étape de la crise "pliocène". J'aurai tendance à reconnaître dans cette situation une sorte d'héritage par rapport aux modalités des crises antérieures. Nous avons vu en effet que des mouvements différentiels, soulevant des portions de socle, avaient accompagné chacun des grands épisodes structuraux du Crétacé et du Paléogène. Il n'y a pas eu sans doute de différence de nature entre les événements du Miocène supérieur et ceux des époques précédentes. Les uns et les autres ont intéressé des espaces de même étendue : les dimensions horizontales des secteurs soulevés se

chiffrent en dizaines de kilomètres. En revanche, l'ampleur et la rapidité des déformations ont pu être différentes : les horsts fini-miocènes ont très vite atteint 200 à 700 mètres de hauteur relative par rapport à leur piédestal (fig. 101) ; soit sensiblement plus que les dénivellations présentes auparavant. Je tenterai de recenser dans ce paragraphe les régions qui ont été affectées et de décrire rapidement les volumes apparus.

Identifier les horsts grâce aux escarpements de faille qui les délimitent ne pose pas de problème ; distinguer parmi ces talus ceux qui sont responsables de leur individualisation primitive de ceux qui leur ont donné leur altitude présente dans le cadre de l'épeirogenèse, est à coup sûr parfois très délicat (fig. 101). Pour ne citer qu'un exemple de ces difficultés, on peut évoquer le cas de la bordure orientale du Massif, où la dénivellation actuelle réunit à la fois des talus liés à la retombée de horsts régionaux et des talus dus à un soulèvement d'ensemble du socle au-dessus de ses bordures.

On peut classer les horsts en fonction de leur morphologie d'ensemble, principalement de leur orientation, en quatre catégories. J'utiliserai celles-ci car il s'agit d'un moyen de présentation commode. L'explication de ce classement ne sera pas cependant abordée : elle tient très certainement aux conditions structurales et intéresse en conséquence d'abord le géologue. Je me contenterai de signaler, à l'occasion, qu'il paraît exister une logique spatiale évidente dans la localisation de ces types. On distingue ainsi de grands horsts centraux allongés N 140 à 160 E, de larges horsts polygonaux périphériques, des horsts périphériques de direction "pyrénéenne" et des horsts de direction méridienne situés tous dans la partie septentrionale du Massif (fig. 102).

La première catégorie s'impose facilement à l'observateur : de l'Aubrac aux monts de la Madeleine, elle réunit pas moins de cinq alignements orientés Nord - Nord-Ouest - Sud - Sud-Est. Nous avons déjà évoqué l'axe Margeride-Cézallier. Il convient de rappeler ses caractéristiques et surtout de souligner l'association qu'il forme avec le bombement Aubrac-Cantal qui l'a cependant précédé dans le temps. L'un et l'autre ont acquis au Miocène supérieur une physionomie dissymétrique : ils se sont peu à peu élevés par un versant "long" au-dessus des "bas" plateaux de la Châtaigneraie et du Viadène à l'Ouest, de l'Allier à l'Est. La dénivellation par rapport à ces domaines externes a atteint, compte non tenu des reliefs volcaniques postiches, une valeur comprise entre 300 et 700 mètres. Entre les deux reliefs, la basse Margeride était dominée par des versants "courts" de 100 à 400 mètres de commandement (coupe B de la fig. 101). L'existence de deux tracés épigéniques de cours d'eau -Alagnon et Truyère- franchissant chacun des axes à hauteur de légers ensellements centraux doit, enfin, être soulignée. Tous ces traits vont être retrouvés dans le deuxième ensemble.

Les alignements Devès-Livradois et Forez-Bois Noirs sont associés dans des conditions tout à fait identiques à celles qui viennent d'être rapportées. Les plus importantes nuances tiennent à l'abaissement de l'ensellement longitudinal intermédiaire, à l'aval du bassin de la Dore, et à la physionomie très particulière des Bois Noirs. Pour le reste, les similitudes sont parfois troublantes, comme par exemple la dissymétrie de disposition des deux unités composant les alignements occidentaux.

- Malgré l'énorme masse des produits volcaniques, il est, en effet, possible de reconnaître pour l'axe Aubrac-Cantal une assez sensible disparité dans la largeur et la valeur des pentes du substratum infravolcanique. Sous le Cantal, la plus haute altitude connue pour les terrains oligocènes est à Diènné, sur le versant oriental (coupe B de la fig. 101), et les coupes offertes par les vallées de la retombée méridionale montrent une longue et constante montée vers l'Est, alors que la descente sur le bassin de S^t-Flour est très courte. Au Sud, en Aubrac, on a le dispositif inverse -voir page 50-, le versant occidental, bien qu'élevé, s'affaisse en étroits gradins vers le Lot, au contraire, du côté de la Margeride, des replats larges et peu dénivelés dessinent un long versant oriental.

- Or on retrouve des données rigoureusement semblables dans le Devès et le Livradois qui se dressent au-dessus des régions environnantes sous forme de horsts dissymétriques disposés en sens inverse. L'ensemble méridional domine la vallée de l'Allier par un escalier de niveaux étroit et très redressé, et s'abaisse en larges marches sur le bassin supérieur de la Loire, tandis que le Livradois s'organise de façon opposée, dominant par un long versant les Limagnes du Sud et par une bordure escarpée le fossé d'Ambert.

Les valeurs des dénivellations sont proches de celles observées sur les horsts situés à l'Ouest de l'Allier : 200 à 400 mètres pour les versants à faible dénivellation, 400 à 500 mètres pour les plus importants. Une remarquable différence provient néanmoins de la basse altitude à laquelle s'ouvre le fossé d'Ambert. On doit, pour terminer cette rapide présentation, noter que la Sénouire joue ici le rôle de la Truyère : elle sépare dans des conditions assez similaires Devès et Livradois et il n'est pas interdit de penser, bien que les preuves soient beaucoup plus difficiles à réunir, que son cours actuel est le résultat de plusieurs captures.

L'axe Forez-Bois Noirs présente, lorsqu'on le considère dans son ensemble, de nombreuses convergences avec l'alignement Margeride-Cézallier : même environnement pour les bas plateaux dont l'altitude diminue vers le Nord, même disproportion entre les composants avec des unités méridionales plus longues, plus larges et plus hautes, même séparation par des cours d'eau au tracé épigénique -encore que l'épigénie de l'Alagnon soit d'un style nettement plus affirmé que celle de la Durolle-, même présence à l'extrême Nord-Ouest du dispositif d'un relief annexe, venant en quelque sorte doubler l'unité septentrionale : bombement des Monts Dore pour le Cézallier, monts de la Madeleine pour les Bois Noirs. Dans le détail il faut, bien entendu, reconnaître l'existence de nombreux caractères particuliers.

Le horst du Forez pose essentiellement le problème de son ampleur par rapport aux régions environnantes au Miocène terminal, car il n'est pas toujours facile de situer la position de son piémont : la coupe A de la figure 101 permet de cerner la difficulté, en particulier du côté de la plaine de Montbrison. Les données sont simples à analyser au Sud, où le plateau de Craponne appartient, malgré ses irrégularités, à l'auréole des "bas" plateaux. Situé aujourd'hui vers 900 à 1 000 mètres, le piédestal méridional du Forez accuse, par rapport à la partie culminante de Pierre-sur-Haute, un écart de 600 à 700 mètres, très comparable à la dénivellation maximale de la Margeride au-dessus des bas plateaux de l'Allier. Une telle différenciation du relief peut être héritée de la première phase de la crise "pliocène". En revanche, la valeur des dénivellations est supérieure de 200 à 300 mètres - près de 1 000 mètres d'écart - avec le Pays d'Urfé au Nord, le Montbrisonnais à l'Est et le seuil d'Olliergues à l'Ouest. En remarquant au passage qu'il y a une coïncidence entre le soulèvement quaternaire qui a été reconnu dans le bassin du Puy et ces valeurs, je crois devoir conclure à un rejeu postérieur du horst par rapport à certaines de ses bordures.

Les Bois Noirs, parfaitement individualisés au-dessus d'une auréole de bas plateaux assez réguliers ne posent pas ce type de problème. Leur morphologie très heurtée, avec des reliefs isolés et des versants accidentés d'une cascade de replats, conduit pourtant le chercheur à s'interroger. On imaginerait volontiers une très puissante action de l'érosion ayant mordu dans une masse uniformément soulevée et ayant créé cette formidable complexité de détail. De fait, on ne retrouve pas du tout, dans ce cas, l'organisation habituelle des horsts allongés, avec leur double escalier de replats assez facile à reconstituer. Les Bois Noirs constituent pourtant selon moi un relief d'origine tectonique, au même titre que les précédents. Il n'est pas dans mes intentions de nier qu'une intervention de l'érosion se soit produite sur ses versants, peut-être est-il d'ailleurs nécessaire de reconnaître que les processus de dégradation y sont intervenus dans des conditions particulières ; il n'en demeure pas moins que la structure est, comme cela a été reconnu au Livre I - voir, entre autres, pages 21 et 22, pour un exemple parfaitement identique, les monts de Châlus, quoique situé dans une autre région -, le seul agent capable d'expliquer la disposition présente des volumes orographiques. En fonction de leur rapport avec les plateaux de la Besbre, qu'ils surplombent de presque 700 mètres, et surtout de leur lien avec les monts du Forez, dont ils représentent une sorte de prolongement plus ou moins détaché, je les crois, eux aussi, apparus très tôt, dès le Miocène supérieur.

Les monts de la Madeleine forment le plus septentrional des horsts à orientation subarmoricaine ; ils réunissent les problèmes des Bois Noirs et des monts du Forez. La topographie de leur versant est très heurtée, et les dénivellations qui les ont soulevés appartiennent selon toute vraisemblance à l'ensemble de la crise "pliocène", ce qui permet aussi de les rapprocher de l'évolution du bombement inframontdorien. Ils dominent aujourd'hui de 300 à 400 mètres le Pays d'Urfé et le plateau de la Besbre, tandis qu'une différence d'altitude de près de 700 mètres les sépare de la plaine de Roanne. La crise tectonique initiale responsable de la surrection du horst n'a pas pu, à mon avis, créer cette dénivellation. L'hypothèse n'est pas gratuite : l'écart de 300 mètres entre les côtes du Roannais et les côtes du Pays d'Urfé correspond à l'altitude relative du seuil de Neulise au-dessus de la plaine de Roanne ; or on est obligé d'admettre que l'obstacle formé par le seuil n'existait pas au moment de l'installation du réseau hydrographique. Puisqu'un phénomène d'antécédence est seul susceptible d'expliquer le tracé épigénique de la Loire, on doit supposer que les plaines de Montbrison et de Roanne étaient placées, au Miocène supérieur, sur un plan topographique voisin du seuil de Neulise. Celui-ci est resté à la même altitude que le Pays d'Urfé lors des mouvements plio-quaternaires, alors que les bassins du Forez et du Roannais s'affaissaient de manière relative, en participant moins à l'épeirogenèse. Cette dernière a donc eu localement pour conséquence des mouvements différentiels : en l'occurrence, un accroissement du rejet des failles sur le versant oriental des monts de la Madeleine.

Par ordre d'importance, en taille et en altitude, la seconde catégorie de horsts d'âge miocène supérieur est très certainement celle des reliefs "polygonaux" périphériques. L'originalité de ces accidents topographiques est double : ils ne s'organisent plus en axes allongés, mais se regroupent en "essaim" formant des blocs de hauteurs plus ou moins quadrangulaires ; ils se localisent de façon privilégiée dans la partie ouest du Massif Central (fig. 101).

L'exemple le plus spectaculaire de ces reliefs est, bien sûr, la "Montagne" limousine. Celle-ci peut servir à reconnaître tous les caractères principaux du type.

- La domination exclusive d'une direction est ici remplacée par un équilibre entre plusieurs orientations majeures, plus ou moins perpendiculaires. Les accidents armoricains N 140 à 160 E continuent à jouer un rôle très important - forêts de Châteauneuf et de Chabrières, Camp de la Courtine et Monédières -, mais des directions varisques N 30 à 40 E apparaissent, voire s'imposent, comme en limite méridionale du plateau de Millevaches.

- On ne reconnaît plus l'organisation altitudinale rigoureuse, en forme de toit, des horsts centraux. Des zones basses, véritables couloirs plus ou moins bien organisés, ont servi à diriger l'écoulement des principales rivières ; elles donnent une physionomie particulièrement heurtée à l'ensemble de la topographie, elles n'interdisent pas, cependant, l'existence d'une certaine hiérarchie dans les altitudes, celles-ci s'élevant vers le Sud.

- A l'image des horsts auvergnats, une dissymétrie transparaît ; elle est, malgré tout, beaucoup moins accusée. Les collines d'Auriat ou la forêt de Châteauneuf surplombent au Nord-Ouest les bas plateaux de la Vienne de 150 à 200 mètres, les Monédières ou le plateau de Millevaches, de 250 à 300 mètres ceux de la Dordogne, au Sud-Est, la dénivellation la moins forte séparant la bordure nord-est de la "Montagne" et les "bas" plateaux du Cher, 100 à 150 mètres.

A échelle réduite, les monts d'Ambazac constituent une réplique de la "Montagne" limousine. Outre l'écart de taille -l'altitude relative de 100 à presque 300 mètres au-dessus des bas plateaux étant tout à fait équivalente à celle de la "Montagne"-, on doit signaler seulement deux différences notables entre les reliefs : une pente orientée franchement à l'Ouest -et non vers le Nord-Ouest-, de valeur plus importante et une dissymétrie plus accusée.

Au Sud du Lot, le haut bassin du Vieur offre un troisième exemple du type quadrangulaire. Bien délimité, à l'Est, par les hauteurs d'orientation armoricaine de Palanges et par le bloc d'orientation varisque du haut Lévézou, il domine par des talus abrupts, de 200 à 300 mètres de haut, le Causse de Sévérac ou le Causse Rouge. Son organisation est donc rigoureusement conforme à celle des monts d'Ambazac : le Vieur, tenant la place du Vincou, souligne la pente vers l'Ouest, et l'on assiste de part et d'autre de son cours à la même atténuation des talus occidentaux du quadrilatère que dans la région de Nantiat.

L'ensemble formé par les monts de Lacaune et de l'Espinouse constitue, à l'extrême Sud-Ouest du Massif Central, un dernier exemple des horsts quadrangulaires. L'homogénéité de ce dernier secteur est toutefois beaucoup moins assurée. Des hauteurs de direction armoricaines et varisques "ferment" bien la région à l'Est, sur le modèle des Palanges et du Lévézou ; il s'agit d'une part, de l'échine qui joint Laval-Roquecészière au sommet de l'Espinouse -N 125 E-, d'autre part de l'alignement Somail-Espinouse -N 55 E-. On retrouve aussi une pente générale vers l'Ouest, celle suivie par l'Agout et le Gijou. Mais les plus hautes altitudes ne sont plus situées à la périphérie : les monts de Lacaune créent à l'intérieur du quadrilatère un énorme accident, et surtout l'opposition entre horst et bas plateaux perd beaucoup de sa netteté. Il est impossible, au Sud, sur le sillon Orb-Jaur-Thoré de situer un piédestal aux horsts du Miocène supérieur, il faut donc conclure que les grands accidents cassants qui délimitent le secteur, ont fonctionné tout au long de la crise "pliocène".

Le seul exemple de horst dont on puisse soupçonner l'âge miocène supérieur, et qui rappelle par son organisation les quadrilatères occidentaux, occupe une place centrale dans la bordure orientale ; ce sont les monts du Lyonnais. On retrouve ici l'association de directions armoricaines -alignement de Violay à St-André-la-Côte, orienté N 140 E- et varisque -N 40 E- et une très nette dissymétrie, responsable de la pente vers l'Ouest, bien soulignée par l'agencement du réseau hydrographique, exception faite de la Brévenne. De notables différences séparent cependant les monts du Lyonnais des horsts occidentaux ; j'en citerai au moins deux : les multiples éperons varisques qui jalonnent leur limite orientale, les rapports altimétriques qu'ils entretiennent avec les régions adjacentes. Les monts du Lyonnais dominent de 4 à 600 mètres leur périphérie ; la dénivellation dépasse de loin les valeurs citées pour le Limousin et le Rouergue. On peut envisager deux solutions pour rendre compte de cet écart : soit admettre que, les contraintes ayant été plus fortes dans cette partie du Massif Central, tous les horsts orientaux, quel qu'ait été leur type, ont subi dès le Miocène une surrection supérieure ; soit envisager la persistance du mouvement pendant toute la durée de la crise "pliocène", l'épeirogenèse étant à l'origine du rejeu de certains accidents locaux, en bordure du horst, suivant l'hypothèse déjà avancée pour le Forez, les monts de la Madeleine et l'ensemble monts de Lacaune-Espinouse -c'est la solution qui a été adoptée à l'extrémité orientale de la coupe A (fig. 101)-.

Le cas global des horsts "quadrangulaires" mérite d'être abordé, afin d'évoquer rapidement un domaine en marge des compétences du géomorphologue que je m'étais promis un peu plus haut de laisser de côté : celui des causes structurales des phénomènes observés. On ne peut manquer de penser, en constatant la distribution spatiale de ces horsts, qu'il doit y avoir un lien entre elle et leur type particulier. Sur ce plan je crois qu'il existe deux façons très différentes de justifier les caractères reconnus.

- Une première explication pourrait être liée aux conditions propres de la crise "pliocène". La double trame tectonique composant les horsts, et à partir de là leur plan en quadrilatère, pourraient s'expliquer par l'instauration d'un équilibre entre plusieurs directions de contraintes, lui-même permis par l'intensité limitée des forces apparues au Miocène dans les secteurs concernés. On devrait alors rapprocher le faible soulèvement enregistré dans le cas des positions occidentales et dans une sorte de zone d'abri sur la bordure orientale -monts du Lyonnais-.

- Une seconde solution serait de reconnaître dans ce type de horst les traces d'un très vieil héritage, en l'occurrence celui de la phase paroxysmale de l'orogénèse hercynienne. Nous avons vu, au chapitre 1 du Livre II, comment la portion de chaîne qui s'est formée dans la seconde moitié du Primaire sur l'emplacement du Massif Central, avait été affectée de formidables chevauchements. On ne peut pas attribuer à une simple coïncidence qu'au moins trois des futurs horsts quadrangulaires -"Montagne" limousine, Lévézou, monts du Lyonnais- ont été "charriés" sur de très longues distances, avant d'être plus -Limousin- ou moins -Lévézou, Lyonnais- transformés par la "granitisation". Un seul des secteurs concernés par les chevauchements n'appartient pas à ce type : le coeur du Massif Central, marqué par les séries amphibolitiques du haut Allier, du Sud de la Margeride et de la périphérie du Cantal. Celui-ci dessine un énorme triangle qui constitue en quelque sorte la pointe du plus important chevauchement -la pointe du "V" hercynien-, avec, pour limites, d'un côté le bombement Aubrac-Cantal, de l'autre les monts du Vivarais. Or on ne peut manquer de faire la comparaison, sur une carte à petite échelle, du Massif Central entre cette mégastructure et celle plus modeste de la terminaison méridionale de la "Montagne" limousine -Les Monédières sont parallèles à l'axe Aubrac-Cantal, la bordure sud-orientale du Millevaches au Vivarais-. L'idée vient ainsi de considérer tout le coeur du Massif -Cantal, Auvergne, Margeride, Velay, Forez- comme un gigantesque horst quadrangulaire qui aurait été haché par la tectonique distensive paléogène.

Il ne s'agit là que d'hypothèses ; les spécialistes les trouveront sans doute "primaires". Elles offrent à mes yeux l'intérêt de montrer que les origines des grandes lignes du relief actuel du Massif Central doivent être recherchées dans au moins deux directions : les forces intervenues récemment dans le cadre de l'orogénèse alpine, les traits hérités de l'impressionnant épisode hercynien. Il va sans dire que l'explication réelle des phénomènes a de fortes probabilités d'être mixte, les deux causes s'étant conjuguées.

La troisième catégorie de "horsts" d'âge miocène supérieur est représentée par de nombreux exemples ; ceux-ci sont cependant localisés dans des zones particulières, à savoir les bordures du Limousin et du Sud, où ils se reconnaissent par leur orientation ouest-est. En parlant de horsts de direction "pyrénéenne", j'ai mis cette particularité en avant. Le qualificatif "pyrénéen" pourrait être discuté : l'expression me paraît tout à fait acceptable si l'on entend englober dans ce terme toutes les conséquences des tensions nord-sud qui se sont exercées sur le substratum du Massif Central, c'est-à-dire à la fois les structures alpines nées de la fermeture de l'actuelle Téthys et les structures hercyniennes apparues sous l'effet des contraintes méridiennes, lors des mouvements de plaques autour de la Panthalassa qui existait pendant le cycle orogénique précédent au Sud de la région -voir le chapitre 1 du Livre II-.

Par rapport aux types déjà décrits, cette troisième catégorie tranche par les dimensions plus modestes des unités impliquées et par la beaucoup plus grande hétérogénéité des formes regroupées. En dehors de l'orientation, il faut en effet reconnaître qu'il existe peu de points communs entre le Lozère, la Montagne Noire ou les "collines" du Limousin. Le vocable de "horst" ne peut d'ailleurs être employé qu'accompagné de guillemets, la flexuration ayant tenu un rôle important.

Je regrouperai d'abord dans cette catégorie la plupart des "reliefs" du Limousin -voir Livre I, pages 9 et 10-. Le principal critère pour attribuer le soulèvement de ces hauteurs aux premières étapes de la crise "pliocène" réside dans les relations qu'elles entretiennent aujourd'hui avec les bas plateaux environnants et le réseau hydrographique. Ce dernier point est sans doute le plus intéressant : les nuances dans les rapports unissant "reliefs" et cours d'eau fournissent peut-être l'occasion d'opérer une amorce de classement chronologique. Les "reliefs", servant de limite stricte de partage des eaux et de guide aux grands axes, auraient connu les premiers mouvements du sol, d'autres reliefs -les monts de la Marche en particulier, mais aussi le petit massif du Bois Brûlé qui vient "étrangler" le cours du Taurion au Sud de S^t-Goussaud- étant légèrement postérieurs -Miocène terminal ?-. Cette interprétation, basée sur la chronologie des mouvements, n'est toutefois pas la seule possible. L'attribution à la tectonique néogène supérieur de l'écrasante majorité des volumes actuels n'interdit pas de penser que la conservation de très modestes reliefs résiduels -les puys leucogranitiques dont le cas a déjà été discuté, voir page 467- ait eu aussi une part de responsabilité dans l'organisation du réseau hydrographique régional, lorsque des pentes nouvelles sont apparues.

L'observation de chaque "relief" du Limousin offre une bonne idée de l'extrême variété spatiale de la tectonique. On doit par exemple noter, pour les seuls monts de la Marche, les contrastes qui opposent un bloc pyramidal à multiples replats, comme le massif de Toulx-Sainte-Croix, et une lourde ondulation dissymétrique, comme la crête d'Aigurande. Les conditions très diverses offertes par le substratum à l'exercice des contraintes ont joué dans l'expression de la tectonique un rôle qu'il est facile d'illustrer : on doit ainsi remarquer que tous les horsts liés à des batholites de leucogranites -Toulx, S^t-Goussaud, Blond, Châlus- possèdent la même topographie avec une cascade de niveaux. Les mouvements du sol se sont traduits dans ce genre de matériel par le véritable "concassage" auquel il a été, à plusieurs reprises, fait allusion dans le Livre I. A l'évidence, les roches métamorphiques de La Marche n'ont pas du tout réagi de manière identique ; le bombement qui s'est esquissé rappelle celui qui sert de base aux "collines" du Limousin. On notera par ailleurs qu'on retrouve dans chacun de ces secteurs un écart sensible entre l'altitude relative des "reliefs", supportés par les terrains cristallophylliens, et celle des massifs leucogranitiques : ceux-ci sont toujours plus élevés d'au moins une centaine de mètres ; comme si, plus légers, ils avaient eu tendance à "amplifier" les mouvements fini-tertiaires, tandis que ces derniers étaient "amortis" par les séries métamorphiques.

Les remarques qui viennent d'être faites en Limousin peuvent être vérifiées dans le cas des autres "horsts pyrénéens". Les dorsales du Rouergue, établies aussi sur du gneiss ou des migmatites plus ou moins injectés de granites, rappellent à s'y méprendre les volumes tectoniques qui viennent d'être évoqués. Les crêtes du Tanargue, du Bougès ou du Serre de la Croix-de-Bauzon auraient pu présenter des analogies avec eux, si la force du soulèvement et de l'érosion n'avaient pas contribué à créer une topographie particulière. Ampleur de la tectonique et puissance de la glyptogénèse, jointes à la nature non leucogranitique des batholites, expliquent très certainement la physionomie des horsts du Lozère, de l'Aigoual et du Lingas. Ceux-ci possèdent de nombreux points de parenté, dans le style des déformations, avec les horsts auvergnats ou foréziens. Leur orientation "pyrénéenne" est, en définitive, la seule notable différence puisqu'ils partagent avec leurs homologues du Centre-Est une forte ampleur de leur dénivellation au-dessus des plateaux inférieurs. Celle-ci varie de 400 à 600 mètres, soit plus du double des altitudes relatives enregistrées en Limousin ou en Rouergue.

La Montagne Noire doit à mon avis être rattachée à la catégorie des "horsts" pyrénéens du Miocène supérieur. Son altitude presque équivalente à celle des monts de Lacaune ne permet pas de douter du début de sa surrection dès les premiers mouvements de la crise, même si son volume actuel est, pour au moins les deux tiers, une conséquence des mouvements plio-quatérnaires. On peut comprendre, sur ces bases, que les monts du Minervois et de Faugères représentent, avec leur altitude comparable à celle du Larzac ou de la Séranne, des fragments de la *Primärrumpf* qui ont attendu le soulèvement d'ensemble pliocène pour se mettre

en place -voir page 501 et suivantes-. Il n'est donc pas étonnant que leur surrection ait mis un certain temps pour faire sentir ses effets sur la sédimentation languedocienne comme l'a souligné P. DEMANGEON [1959].

Le quatrième et dernier type de horsts miocènes concerne de façon exclusive le Nord-Est du Massif Central. Il regroupe les alignements de direction méridienne -Morvan, plateau des Dômes, Beaujolais- ou subméridienne à tendance varisque -Combrailles, Pilat, Velay oriental et Vivarais-. Malgré les différences très sensibles de tailles qui séparent les uns et les autres, je n'ai pas cru devoir les répartir en deux véritables catégories, en raison des liens qui les unissent dans l'espace.

Le Morvan est, comme la plupart des horsts du Massif Central, marqué par une très forte dissymétrie. A l'image de la Margeride ou du Forez, son versant le plus raide correspond à celui qui a le commandement le moins élevé ; toutefois l'organisation de cette dissymétrie est inverse de celle de la Margeride ou du Forez : le versant à la fois le plus long et le plus dénivélé -700 mètres- est à l'Ouest tandis que la retombée courte -400 mètres- et abrupte se trouve à l'Est, suivant le schéma qui existe pour le bombement cantalien ou le Livradois. La différence de 300 mètres dans l'ampleur des deux versants du Morvan s'explique par une inégalité dans le soulèvement de la *Primärrumpf* de chaque côté du horst : celle-ci se situe vers 550-600 mètres d'altitude du côté bourguignon alors qu'elle ne dépasse pas la cote 300 sur les plus hautes collines du Bazois. Cet écart correspond très exactement à celui qui dénivelle basse Margeride -1 000 m-, Châtaigneraie ou bas Allier -700 mètres-. Malgré la similitude dans la valeur des dénivellations, il importe de souligner l'indépendance vraisemblable des mouvements responsables des dissymétries. Nous avons vu que la position surélevée des plateaux de la Truyère et de l'Ander, entre Cantal et Margeride, remontait au Miocène supérieur -enseignement donné par l'encaissement de l'Alagnon sur la retombée occidentale du Cézallier- ; les déformations qui ont dénivélé le piémont du Morvan me semblent postérieures : bien qu'il soit difficile de situer leur début, j'ai suggéré, à propos de l'Autunois et du fossé de Cluny, un âge miocène terminal et pliocène inférieur. Suivant ce qui a déjà été constaté pour la plupart des grands horsts de la bordure orientale du Massif Central, l'altitude actuelle du Morvan résulte de mouvements cassants inaugurés au Miocène supérieur, mais qui se sont poursuivis sur le versant occidental, à l'approche de la cuvette bourbonnaise, au moins jusqu'au Pliocène.

On peut tenir des propos voisins pour les monts du Beaujolais qui constituent, au Sud de la dépression Dheune-Bourbince, le pendant du horst morvandiau. Leur dissymétrie est, conformément à la règle, disposée de façon inverse. Avec un versant à faible dénivélé à l'Ouest et une retombée haute sur les plaines de la Saône, ils pourraient apparaître comme une réplique du Forez ou de la Margeride. En réalité, les choses sont plus complexes : on ne retrouve pas ici l'organisation nette en niveaux étagés et grands talus des horsts centraux. L'impression de dissection est extrême ; le versant haut de 600 à 800 mètres qui domine la Saône, est lui-même très heurté. La succession de petits replats, les profondes entailles de la Grosne ou de l'Azergues, doivent être rapprochées des formes très similaires que l'on rencontre tout au long de la bordure orientale, dans les monts du Lyonnais ou dans le Vivarais. Certains auteurs reconnaîtront surtout dans cette morphologie l'action de l'érosion ; j'y verrai d'abord l'oeuvre de la tectonique cassante. Dans un style différent du "concassage leucogranitique", formé par des blocs plus petits et agencé de manière plus simple, on se trouve face à un second type de "concassage". Les portions de socle soulevées, de taille déjà très variable, ont dessiné des figures géométriques multiples. La principale explication de ce phénomène est ici aussi structurale ; concernant des roches diverses, elle doit être, selon moi, attribuée avant tout à l'énorme complication du canevas des accidents tectoniques hercyniens et alpins.

Il est très difficile de préciser l'ampleur que pouvaient avoir les reliefs du Beaujolais ou ceux du Vivarais à la fin du Miocène. On peut situer la *Primärrumpf* sur la bordure occidentale des reliefs, respectivement à 500-600 mètres d'altitude entre Roannais et Beaujolais, et à 900-1 000 mètres en Yssingelais. Le Beaujolais et le Vivarais dominant donc les plateaux intérieurs au maximum de 3 à 400 mètres. Cette identité des valeurs me paraît significative ; c'est à peu près la hauteur que devaient avoir ces horsts, avant l'amorce de mouvements épeirogéniques dont on peut mesurer la puissance variable puisque les régions situées au Sud du Gier ont été beaucoup plus soulevées.

Les cas du substratum des Dômes et des monts de Combrailles sont intéressants à traiter ensemble puisque les deux reliefs servent de limite au bassin de la Sioule. Leur morphologie très dissemblable permet, du reste, de mesurer le rôle joué par le "Sillon Houiller" dans la traduction topographique des contraintes "pliocènes".

Les monts de Combrailles possèdent une physionomie très particulière. Avec une longueur de plusieurs dizaines de kilomètres pour une largeur qui n'excède jamais quatre kilomètres, ils forment une sorte de long "anticlinal" dissymétrique. Leur commandement est de deux cents mètres par rapport aux plateaux du Cher et d'un peu plus d'une centaine du côté de la Sioule. Comme pour le Morvan, le versant oriental est à la fois le moins élevé et le plus raide. Les terrains granitiques qui servent de piédestal aux cônes volcaniques des Dômes ont été déformés de manière bien différente. Leur longueur est très comparable, mais ils sont beaucoup plus larges et aussi plus hauts, même en ne tenant pas compte des reliefs postiches. La *Primärrumpf* alpine se situe sur la bordure occidentale de la Grande Limagne entre 600 et 500 mètres -voir Livre I, pages 94 et 95- ; le jeu de la grande faille bordière ne peut donc pas faire de doute dans la mesure où les plus basses portions de socle sont à plus de 700 mètres d'altitude. Toutefois, l'intervention possible de l'érosion différentielle, sous forme d'un déblaiement des couches paléogènes, interdit de préciser la position et l'importance des dénivellations créées par la tectonique néogène -voir Livre I, page 78 et suivantes-. A l'Ouest du bombement des Dômes, la topographie d'érosion fondamentale se trouve à 700-750 mètres au niveau du couloir suivi par la

Sioule. Entre les plateaux de la Sioule et le grand accident de Limagne, le socle est aujourd'hui à plus de mille mètres. L'altitude relative du bombement des Dômes est deux fois plus forte que celle des monts de Combrailles, sa largeur est triple -une douzaine de kilomètres-. Un tel écart entre les deux reliefs date-t-il réellement de l'apparition des horsts au Miocène supérieur ? Il est à mon avis certain que le bassin-versant de la Sioule, trait majeur de l'hydrographie du Massif Central, s'est organisé à la suite des mouvements différentiels du début de la crise : un horst existait en conséquence sur l'emplacement des Dômes ; il est moins évident que celui-ci possédait déjà la forme lourde et la hauteur qui était la sienne juste avant les émissions volcaniques. Le soulèvement du substratum des Monts Dore au Pliocène -voir page 478 et suivantes et coupe A de la figure 101- plaide en faveur de rejeux post-miocènes.

Pour conclure cette brève présentation, il faut bien reconnaître que de nombreux points restent à discuter au sujet des horsts miocènes. Il est très difficile, en l'état actuel de la recherche, de dresser un tableau précis de l'organisation des volumes orographiques à la fin du Miocène ; la puissance des mouvements qui se sont produits au Pliocène et au Quaternaire gêne considérablement toute reconstitution paléogéographique.

Le meilleur critère pour reconnaître les horsts de cet âge reste leur position perchée au-dessus de plateaux périphériques plus -Sud et Centre- ou moins -Limousin, Morvan- soulevés. L'explication d'une telle situation est simple : la tectonique, différentielle pendant cette première étape, s'est ensuite surtout poursuivie sous forme de mouvements épeirogéniques. Le principal obstacle pour l'identification des reliefs miocènes vient de ce que, localement, des failles ont continué de jouer en limite des vastes ensembles soulevés, voire en leur sein.

La tectonique cassante miocène, malgré son ampleur -le commandement des reliefs culminants devait se situer vers 600-700 mètres à l'intérieur du Massif Central- et sa rapidité, n'a pas dû être très différente dans son expression de celles qui l'avaient précédée au Paléogène ou au Crétacé. Les traits hérités de l'orogénèse hercynienne -fracturation et corps plutoniques- ont, de façon très évidente, contrôlé la localisation des accidents, tandis que les contraintes nées de la crise alpine mettaient en place les volumes dans une trame complexe de symétrie et de dissymétrie.

b - LES MOUVEMENTS EPEIROGENIQUES :

Il convient, pour commencer, de clairement définir le terme "épeirogénique" dont j'ai déjà fait un large usage. L'expression ayant été employée pour désigner des déformations crétacées, il est indispensable de préciser que le sens qui lui a été donné dans ce travail est particulièrement large. Dans mon esprit, il recouvre tout soulèvement d'ampleur régionale ; il doit être employé à partir du moment où le vocable bombement, qui s'inscrit normalement à l'échelle locale, n'est plus utilisable. Une telle définition me paraît indispensable dans le cadre de la présente étude. Elle permet, par exemple, de qualifier d'épeirogénique l'ensemble des mouvements qui ont porté en altitude la région du Cantal, de l'Aubrac et de la Margeride au Miocène supérieur. Ainsi, il n'y a pas eu séparation stricte dans le temps des phénomènes différentiels et épeirogéniques, les uns et les autres s'interpénétrant ou s'accompagnant. Ceci étant précisé, il est non moins important de signaler qu'au fur et à mesure du temps, la crise "pliocène" a vu la tectonique épeirogénique prendre de plus en plus d'importance ; elle a même débouché sur une véritable "épeirogénèse", c'est-à-dire une surrection généralisée de la plaque continentale.

La puissance des mouvements épeirogéniques "pliocènes" est facile à mettre en évidence dans le Massif Central : les fragments de *Primärrumpf* restés en contrebas des horsts ont été soulevés parfois à plus de mille mètres. Ces déformations sont particulièrement simples à reconnaître dans le Limousin ou dans le Sud parce que les affaissements y ont été d'étendue réduite ; ils sont plus délicats à cerner dans le Centre-Est, où les Limagnes ont été souvent des lieux de faiblesse du soulèvement régional.

A l'échelle du Massif Central, les mouvements épeirogéniques se sont traduits par une très forte dissymétrie. Au Nord-Ouest du "Sillon Houiller", le plongement est régulier en direction du seuil du Poitou et du Bassin Parisien. Les portions de la topographie d'érosion fondamentale qui ont été épargnées par la tectonique différentielle sont à 700 mètres d'altitude à proximité de la Dordogne et s'abaissent jusque vers 300 mètres entre la Vienne et la Creuse ; il n'y a pas d'accident cassant au contact des couches sédimentaires. Au contraire, du côté de l'Aquitaine, failles et flexures apparaissent, même si leur amplitude reste modeste. C'est au Sud du Lot que la surrection généralisée a été la plus forte : la *Primärrumpf* se tient en général au-dessus de 900 mètres ; elle dépasse 1 200 mètres entre le Lozère et la Montagne du Goulet. Le contact avec la périphérie est de ce fait très heurté, sauf en Rouergue ou en Sidobre où, comme au Sud-Ouest du Limousin, failles et flexures assurent une retombée assez brutale, mais jamais très élevée, sur le Bassin Aquitain. Partout ailleurs, de la Montagne Noire aux Cévennes, c'est un haut et long versant entrecoupé de replats qui se dresse au-dessus du Languedoc.

Le Centre-Est a incontestablement été la partie du Massif Central qui a réagi avec le moins d'homogénéité aux forces épeirogéniques. Au Sud d'une ligne Brioude-S^t-Etienne, on retrouve un contexte proche de celui observé dans les régions méridionales ; le soulèvement a été puissant : la *Primärrumpf* se situe aujourd'hui, si l'on excepte le cas du fossé de Brioude et ses annexes, entre 700 mètres autour de l'Allier et 1 100 mètres -plateau de Saint-Agrève-. L'escarpe au-dessus de la vallée du Rhône n'est pas identique aux Cévennes ; elle est moins aérée. L'orientation oblique des rares fossés qui la découpent -Cance, Doux- et leur arrêt brutal à

l'amont ne créent pas une dissection comparable aux effondrements qui ont guidé les Gardons, le Lignon ou l'Ardèche. C'est surtout le "concassage" à moyenne échelle de la bordure qui a été différent, comme cela a été indiqué à la fin du paragraphe précédent : simple et plus ou moins perpendiculaire à la bordure dans le cas des Cévennes -directions armoricaines recoupant une orientation générale varisque-, à double direction et recoupé par la bordure au Nord du Coiron -entrecroisement des directions varisques et armoricaines sur un talus méridien-.

Au Nord de la ligne Brioude-S^t-Etienne, les circonstances dans lesquelles les mouvements épeirogéniques se sont déroulés, ont été différentes, sans doute en raison de la présence des rifts "oligocènes". Trois "méga-ondulations anticlinales" sont séparées avec netteté par des secteurs demeurés en position basse -moitié orientale de la coupe A (fig. 101)-. La surrection des grands horsts régionaux, au Miocène supérieur, ne semble pas avoir pu créer, comme je l'ai déjà souligné, les dénivellements actuelles entre sommet des horsts et fond des anciens bassins sédimentaires. La chose est facile à démontrer : sans tenir compte du creusement par le réseau hydrographique des systèmes de terrasses plio-quatérnaires, on constate un écart parfois supérieur à deux cents mètres entre la position de la *Primärrumpf* sur les "bas" plateaux -700 à 500 mètres- et dans les fossés -600 à 300 mètres-. Le jeu de certains accidents, en bordure ou à l'intérieur des bassins paléogènes, est le plus souvent indispensable pour rendre compte de cette situation ; or, en plusieurs endroits, on obtient l'assurance que ces mouvements datent du Pliocène, voire du Quaternaire. Si l'on ajoute à cela la très forte pente qui affecte en général les plateaux périphériques aux horsts miocènes, ce qui traduit parfaitement le bombement des piédestals, l'intervention de déformations épeirogéniques dans l'altitude relative présente des monts du Lyonnais, du Forez, ou des Dômes au-dessus des limagnes est prouvée.

L'ensemble Morvan-"Montagne" bourguignonne mérite tout particulièrement d'être cité comme exemple du style épeirogénique connu par le Centre-Est du Massif Central à la fin du Tertiaire. Un bombement très régulier est apparu au Pliocène entre les fossés tectoniques du Bazois et de la Bresse, dont les situations topographiques aux alentours de 200 mètres sont aujourd'hui très proches -ce qui résulte d'évolutions bien différentes puisque la *Primärrumpf*, qui passe à 300 mètres sur le sommet des collines du Bazois, a été largement disséquée par l'Aron alors que, en Bresse, la Saône entaille à peine une accumulation plio-quatérnaire de près de deux cents mètres d'épaisseur, la *Primärrumpf* se plaçant au moins trois cents mètres en contrebas de sa position en Bazois !-. Au-dessus des escarpements de faille qui limitent les fossés latéraux, la *Primärrumpf* est à des altitudes voisines -350 à 420 mètres- sur les premiers replats du Morvan -forêt de Montreuillon- et sur l'arrière-côte à l'Est. Les pentes très fortes de ces niveaux résultent à mon sens des contraintes épeirogéniques. Celles-ci ont aussi été responsables des failles qui amènent la topographie fondamentale vers l'altitude 500-550 -gradin de Château-Chinon et surface principale de la "Montagne" bourguignonne-. Au centre du dispositif, dans la région d'Arnay-le-Duc, le bombement a dû atteindre une altitude de 580-600 mètres au maximum -ligne de partage des eaux évoquée plus haut, voir pages 490 et 491-. S'abaissant très régulièrement vers le Nord, la "méga-ondulation" Morvan-Bourgogne a été incapable de soulever les fossés d'Autun et de l'Arroux ; elle s'est "bloquée" par ailleurs sur l'accident du Creusot. En revanche, elle a affecté toute une topographie différenciée auparavant par la tectonique miocène. A l'Ouest, le horst du Morvan dont le commandement devait dépasser de très peu les trois cents mètres, à l'Est, des reliefs beaucoup plus modestes, de seulement quelques dizaines de mètres de hauteur correspondant aux sommets de la "Montagne" bourguignonne, du plateau de Langres à la Montagne de Guénand, ont été soulevés. Malgré leur amplitude modeste, ces derniers reliefs méritent d'être attribués au Miocène supérieur, ils permettent de comprendre de quelle façon le réseau hydrographique s'est organisé, entre autres très particulier de l'Ouche. Les grandes lignes de la topographie régionale actuelle sont donc l'oeuvre conjointe de la tectonique cassante miocène et des mouvements épeirogéniques postérieurs. La reprise d'érosion qui a suivi l'apparition du bombement a pu avoir, nous l'avons vu -page 490 et suivantes- d'importantes conséquences. L'aspect heurté des niveaux inférieurs au-dessus du Bazois -alvéoles, voir page 133- ou de la Bresse -"combes"- est ainsi dû, dans le détail, aux modalités diverses dans lesquelles s'est déroulée l'incision du réseau hydrographique. Il ne faut pas néanmoins confondre ces effets de l'érosion avec ceux de la tectonique à moyenne échelle : les "cuvettes" de S^t-Hilaire-en-Morvan ou d'Arleuf sont ainsi pour moi d'authentiques petits fossés tectoniques -voir page 133-.

Pour en revenir à des considérations concernant l'ensemble du Massif Central, il apparaît que trois types au moins de mouvements ont assuré les phénomènes qualifiés d'épeirogéniques :

- des ondulations à très grand rayon de courbure, à l'image de celle qui fait plonger le socle sous les sédiments du Bassin Parisien,
- des bombements régionaux, à moyen rayon de courbure, accompagnés de failles, tel celui qui vient d'être décrit du Morvan à la Bourgogne,
- d'énormes flexurations "en genou", voire des failles, qui assurent la retombée du socle sur ses auréoles sédimentaires là où son soulèvement a été le plus fort, c'est-à-dire sur sa bordure sud-orientale.

Il est essentiel d'étudier plus en détail ces dernières, car c'est en situant leur jeu dans la chronologie que l'on a le plus de chance de dater la seconde étape de la crise "pliocène", celle qui a porté en masse le Massif Central au-dessus des bassins périphériques.

Nous avons vu, en analysant le cas du Coiron, que la mise en place du massif volcanique avait coïncidé, dans la deuxième partie du Turolien, avec de violentes déformations, tandis que d'autres, localisées en amont et en aval du plateau, lui étaient postérieures. Il n'avait malheureusement pas été possible d'être plus précis, c'est la raison pour laquelle il est maintenant indispensable d'analyser un nouvel exemple régional,

avant d'essayer d'établir, par le biais d'autres corrélations, un schéma plus général de l'épeirogenèse connue par le Massif Central à la fin du Tertiaire.

1°) LES ENSEIGNEMENTS APPORTÉS PAR LA RÉGION DE L'ESCADORGUE :

L'Escandorgue, malgré les difficultés d'interprétation de sa géomorphologie -voir Livre I, page 149-, est un terrain d'un intérêt premier pour discuter de la nature et de l'âge des événements responsables du soulèvement épeirogénique du socle. De H. BAULIG [1928] à P. AMBERT [1979, *et alii* 1981, 1982 a], le sujet a été abordé par de nombreux chercheurs. Tous ont, à peu près, formulé des remarques voisines, insistant sur le caractère très différencié de la topographie fossilisée par les laves, avant d'attribuer le phénomène à une même cause : le travail de l'érosion. De rares auteurs [P. DUBOIS, 1970 ; H. ENJALBERT, 1972] ont admis qu'une partie du paysage, en particulier certains talus, pouvait être l'oeuvre de la tectonique. Ils ont toutefois eu l'idée curieuse d'admettre que les coulées de basalte avaient été dénivelées par des failles sans citer d'exemples précis ! Il faut ici se rallier à l'avis de la majorité des observateurs : aucun témoignage de laves dénivelées par la tectonique n'a été, à ma connaissance, fourni jusqu'à présent. En revanche, il existe de nombreux cas de roches volcaniques épanchées sur des talus raides. Comme je l'ai fait remarquer au Livre I, la présence, en Lodévois, de formes dues à la tectonique et de formes dues à l'érosion est indubitable ; le problème majeur posé au géomorphologue est de distinguer les unes et les autres. On doit constater que peu de chercheurs en sont venus à prendre position de façon claire et nette ; le point de vue de G. KIEFFER, dans sa thèse de 3^{ème} cycle [1962], est le seul qui puisse être rapporté.

C'est surtout de manière graphique que G. KIEFFER a rendu compte de l'évolution qui était à l'origine des paysages du Lodévois. Sur une planche hors texte [1962, planche XI] il a réalisé, suivant un transect allant du Pas de la Lyre à la région de Nizas, cinq coupes schématiques montrant les principales étapes de la mise en place du relief. La tectonique se serait manifestée par l'apparition d'un unique et gigantesque accident, dénivelant de près de 500 mètres le bloc des "Grands Causses" et le secteur des avant-monts. Le jeu de la faille du Carlencas daterait de la fin du "Pontien" et aurait déclenché un transport massif d'alluvions à l'origine du dépôt de la "Molasse à dragées" du Bas-Languedoc. Depuis cette époque, une formidable vague d'érosion régressive se serait exercée sur l'escarpement, provoquant le recul sur plus de dix kilomètres, à hauteur de Lodève, d'une muraille de couches secondaires épaisses d'environ deux cents mètres. Les terrains permien auraient été ainsi peu à peu mis en affleurement à la suite d'un phénomène de sapement qui se serait déroulé pendant toute la durée du Pliocène. C'est au "Villafranchien" qu'une phase d'érosion aréolaire aurait taillé de vastes glacis dans les argiles permien, très peu de temps avant que ne se produisent les éruptions de l'Escandorgue.

Je ne crois pas du tout, au contraire de l'opinion émise récemment par P. AMBERT [1982 a p. 87], que l'on puisse souscrire à une telle interprétation : d'une part elle tend un peu trop, à mon sens, à "vieillir" la tectonique ; d'autre part elle confère à l'érosion pliocène un rôle très au-dessus de ses possibilités. Elle est, enfin, en désaccord avec plusieurs observations dont je ne signalerai ici que les deux plus importantes.

- Dans le cas d'un dégagement récent du bassin de Salagou par l'érosion, on ne comprendrait pas pourquoi une évolution identique ne se serait pas produite à proximité de l'Orb, et cela en dépit du décalage d'une centaine de mètres des deux régions. Sur les coupes A et B de la figure 103, on voit la différence fondamentale qui les sépare : le "recul" de l'abrupt de faille du Carlencas aurait été de plus de dix kilomètres d'un côté -coupe B-, d'à peine trois kilomètres de l'autre -coupe A- !

- L'analyse sédimentologique des séries détritiques tertiaires démontre de toute façon que le dégagement du bassin permien de Lodève est un événement très ancien, qui était déjà en partie réalisé au tout début du Tertiaire ! Nous avons vu, en effet, que des galets de schistes quartzeux de la base de l'Autunien -fig. 103 B- avaient été découverts par P. DEMANGEON dans l'Eocène inférieur du Bas-Languedoc -voir page 275-.

La conclusion à tirer de ces données est simple. La bordure méridionale du Massif Central dans la région de Lodève a toujours été un espace très sensible aux déformations. Des accidents variés s'y sont produits tout au long de l'histoire hercynienne et alpine ; ceci explique d'une part que de nombreuses couches sédimentaires s'y soient déposées au cours des temps géologiques, d'autre part que la *Primärrumpf* alpine se soit finalement inscrite dans des séries extrêmement diverses, allant du Dévonien à l'Eocène. Comme des mouvements dans des sens inverses se sont produits, il est aujourd'hui très difficile de localiser avec précision les niveaux atteints, ici ou là, par la topographie d'érosion fondamentale. La difficulté est même accrue dans certains secteurs par l'existence de forts contrastes dans la résistance des couches : il est devenu parfois délicat de reconnaître, sur les roches dures, aplanissement et surface structurale. On peut néanmoins parvenir, tant bien que mal, à reconstituer la position de la *Primärrumpf*. La figure 103 montre où elle passait, après la crise "pliocène" et avant l'exercice de la reprise d'érosion fini-tertiaire, à l'Ouest -coupe A- et à l'Est -coupe B- de l'Escandorgue.

Le principal point acquis dans cette région est la présence de la *Primärrumpf* alpine sur les séries calcaires des Causses. Le nivellement d'amples accidents, comme l'anticlinal faillé de S^t-Félix-de-l'Héras, et le biseautage des couches dures du Jurassique ne laissent aucun doute sur le passage à ce niveau de la topographie d'érosion fondamentale ; celle-ci a, cependant, subi de notables retouches à la suite des événements post-miocènes. Outre les ondulations qui l'affectent le long des grandes failles N 40 à 60 E, les

terrains les moins résistants ont largement été dégagés. En limite des Causses, il faut beaucoup d'attention pour reconnaître le type d'évolution qui est intervenu.

L'endroit où les faits semblent les plus clairs est le secteur situé à l'Ouest de l'Escandorgue, en rive gauche de l'Orb. Il est aisé, tout d'abord, de reconnaître dans le bas plateau du Carlenças une portion de la *Primärrumpf* alpine "effondrée" entre l'Escandorgue et les monts de Faugères. La surface assez massive du bas plateau, dominée par quelques reliefs postiches volcaniques, "tranche" toute la série secondaire, du Trias au Bathonien, avant de s'établir dans des sédiments discordants du Crétacé supérieur et de l'Eocène -extrémité méridionale de la coupe A, fig. 103-. La dénivellation majeure entre hauts plateaux des Causses et bas plateaux se fait par un talus qui, de Camplong à Valquières, dessine un magnifique "entonnoir" dont le goulot se place au niveau de Bousquet d'Orb. Le talus dépasse 300 mètres de commandement au-dessus du "val" d'Orb, qui est aussi dominé, mais de seulement une centaine de mètres, par le plateau du Carlenças. Parce que la très importante faille dite "de Carlenças" met en contact le Permien et le Jurassique moyen, grâce à un rejet d'environ 500 mètres, on est tenté d'accepter l'idée d'un ultime et dernier rejeu -il est évident que la faille a fonctionné à plusieurs reprises, ce dont témoignent les dépôts, à son pied, du Campanien puis du Lutétien- qui aurait créé la dénivellation entre l'altitude de la *Primärrumpf* sur le Causse de Guilhaumard -750 mètres- et le bloc effondré du Carlenças -vers 400 mètres-. Dans cette hypothèse le talus de Valquières devrait être défini, comme un escarpement de faille hérité, avec un recul supérieur à deux kilomètres et une atténuation d'une bonne centaine de mètres, voire comme un escarpement composite, à proximité du cours de l'Orb en particulier, où il a été exagéré à sa base d'une centaine de mètres par déblaiement des terrains permien. C'est, en gros, la solution qui a été retenue par G. KIEFFER ; selon moi, elle ne convient pas. Trois observations au moins semblent la contredire.

- Le talus qui délimite au Sud le val d'Orb ne correspond pas partout à la ligne de faille. Des niveaux permien conglomératiques plus résistants forment les hautes collines qui dominent la Tour-sur-Orb. On comprend que l'érosion différentielle n'a pas pu agir partout, mais l'on constate aussi que, très curieusement, un plan situé dans le prolongement exact du plateau de Carlenças a été ainsi conservé, par place, sur le soi-disant compartiment soulevé -voir la butte de Caylus sur la coupe A de la figure 103-. Sous les laves du Carlenças, la faille reste d'ailleurs parfaitement nivelée. Une telle situation n'a qu'une explication : il n'y a pas eu rejeu de cet accident au Néogène supérieur. Il faut donc s'interroger sur l'endroit où se sont éventuellement produites les déformations.

- On voit en rive droite de l'Orb, du côté du socle formé par des schistes et grès du Stéphaniens et de l'Autunien, de résistance assez comparable, que la topographie s'effondre brutalement en courts paliers et cela dans le prolongement même du talus de Valquières. On songe à une intervention directe de la tectonique.

- L'étude de la retombée occidentale de l'Escandorgue conduit à une conclusion semblable. Entre Lunas et l'axe de l'Escandorgue (fig. 103 A), tous les interfluves sont taillés dans une seule couche, les dolomies de l'Hettangien, épaisses d'environ 150 mètres. L'altitude de ces interfluves étant variable entre 500 et 700 mètres, il est logique de formuler l'hypothèse d'une surface substructurale mordant plus ou moins dans la masse des dolomies. Telle n'est pas pourtant la réalité. Les interfluves qui entourent Lunas sont d'une régularité remarquable ; situés vers 500 mètres d'altitude, ils s'inscrivent, en rive gauche du Gravezon, dans la partie inférieure de la série hettangienne, tandis qu'ils recoupent le Trias gréseux à l'Ouest de la rivière qui est installée sur une ligne de faille. En remontant en direction de l'Escandorgue, des panneaux de calcaires à chailles du Sinémurien apparaissent vers 570-580 mètres, on est ici au toit des dolomies, mais ce sont toujours elles qui supportent, vers 700 mètres d'altitude, les coulées supérieures de l'Escandorgue : les couches sont ici très nettement déformées. Il est aujourd'hui impossible d'affirmer que le lien est direct entre la topographie actuelle et les déformations "pliocènes" car la *Primärrumpf* a biseauté des couches de l'Hettangien qui avaient déjà été gauchies par des crises antérieures, s'inscrivant ici à proximité de leur toit, là près de leur base.

Si l'on fait une synthèse des données précédentes, l'érosion semble n'être intervenue qu'au niveau local ; elle a simplement permis à l'Orb et au ruisseau de Nombringuères d'élargir leur vallée dans les faciès les plus tendres du Permien. Il est à mon avis certain que la *Primärrumpf* passait avant les mouvements "pliocènes" dans le Permien. Le jeu en sens contraire des accidents, failles et/ou flexures, qui avaient soulevé ce dernier pendant une partie de l'histoire alpine ont abouti au Néogène supérieur à son affaissement par rapport à la surface des Causses. La faille du Carlenças, en revanche, n'a pas fonctionné : les compartiments du "val" d'Orb et du Carlenças sont demeurés dans le même plan, vers 400 mètres d'altitude. En rive gauche de l'Orb, les déformations affaissant d'environ 200 mètres la topographie d'érosion fondamentale par rapport aux interfluves du Pioch et de Montjoux, où elle est située à la cote 600, suivent d'assez près l'actuel talus de Valquières (fig. 103 A). Elles expliquent l'importance de l'affleurement du Trias sur le versant ; l'épaisseur relevée ici est de 200 à 300 mètres, alors que vers Lunas elle est presque moitié moindre !

De l'autre côté de l'Escandorgue, en Lodévois, des observations identiques peuvent être faites (fig. 103 B) ; la certitude d'un dégagement partiel du bassin permien dès le début du Paléogène renforce la démonstration.

Hachés par des failles multiples -bien visibles dans les couches sédimentaires d'épaisseur limitée, beaucoup plus difficiles à reconnaître dans les séries permien-, les talus qui dominent la dépression de Lodève sont dus pour l'essentiel à la tectonique. Il n'est évidemment pas question de remettre en cause le creusement par l'érosion fluviale, responsable de la formation des mesas du Salagou. Mais les dénivellations recouvertes par les laves et les paliers qui les séparent, taillés soit dans le Lias dolomitique, soit dans le Trias

gréseux, sont des formes créées par la tectonique fini-tertiaire à partir d'un gauchissement de la *Primärrumpf* qui s'était auparavant établie en toute indifférence sur les couches dures ou tendres.

L'évolution structurale a été dans la région d'une grande complication, puisqu'une double inversion tectonique a affecté le secteur de la confluence Lergue-Salagou. Zone basse très largement effondrée au Permien, la région s'est soulevée à l'issue de la phase de distension jurassique, sans doute au Crétacé supérieur. Il existe deux moyens de démontrer la réalité de ce phénomène : d'une part la participation du Permien aux dépôts éocènes -voir page 275-, d'autre part la présence de la faille d'Olmet, dont le rejet vers le Nord-Ouest et le jeu post-liasique assurent encore aujourd'hui d'un soulèvement de l'ancien fossé permien, donc d'une première inversion structurale. A la fin du Miocène, la topographie fondamentale recoupait des terrains très divers : du Nord au Sud, elle s'est inscrite (fig. 103 B) dans une série allant des calcaires jurassiques -Causses- aux terrains dévoniens -avant-monts-. Le soulèvement épeirogénique du Massif Central a porté ensuite la "surface" des Causses à près de 800 mètres d'altitude, tandis que l'emplacement du fossé permien se comportait à nouveau comme une zone de faiblesse. L'"anticlinal" des premiers temps de la compression alpine a retrouvé une structure en cuvette. Aucun accident faillé de fort rejet ne semble avoir alors fonctionné, si ce n'est un rejeu local en sens inverse de la faille de Carlenças -extrémité méridionale de la coupe B (fig. 103)-. Ce sont principalement des flexures, avec parfois un court rayon de courbure, qui se sont produites. La position actuelle des cours d'eau, Lergue et Salagou, souligne les grands axes de la dépression tectonique. La topographie ainsi mise en place a été recouverte très peu de temps après son apparition par les laves ; en effet l'érosion, qui a modifié sensiblement les volumes tectoniques, s'est manifestée après l'épanchement des coulées. Malgré l'ampleur des pentes recouvertes par les basaltes, on voit très rarement ceux-ci s'engager dans des vallées étroites. On sait que certains auteurs ont interprété ce phénomène comme le résultat d'un contexte climatique favorisant l'érosion aréolaire en regard de l'érosion linéaire. L'hypothèse ne me paraît guère convaincante. Il est selon moi difficile de l'admettre en roche dure moyennement résistante, par exemple pour les panneaux du Trias qui affleurent sur les flancs de l'Escandorgue. Plusieurs coulées sont d'ailleurs engagées dans des gouttières qui indiquent un modeste début de creusement, sur 30 à 40 mètres de profondeur. Dans la "ruffe", les laves devraient couronner, si l'on admet l'hypothèse de surfaces élaborées par l'érosion aréolaire, une pente régulière dans le sens longitudinal, éventuellement étagée dans le sens transversal puisque des emboitements, par arrêt temporaire puis reprise du creusement, ont pu se produire. Or ce n'est pas ce que l'on observe : la lave des coulées moule des paliers suivis de dénivellations assez courtes, longitudinalement à la direction suivie par les rivières. Ces irrégularités ne sont pas pour moi une conséquence de l'érosion mais, là encore, de flexures au rôle secondaire.

Tout ce qui vient d'être dit est d'une grande importance pour la datation de l'épeirogenèse qui a soulevé le Massif Central. A mon sens, les laves de l'Escandorgue ne se sont pas épanchées sur "un mince interfluve de dolomies bathoniennes que les bassins de l'Orb et de la Lergue avaient laissé subsister à l'orée du volcanisme" suivant l'interprétation de P. AMBERT [1982 a, p. 84]. Les bassins-versants de l'Orb et de la Lergue se sont organisés, à l'image de toute la topographie actuelle du Massif Central, sur les volumes nés de la crise "pliocène". Ils sont séparés par un étroit bombement déformant la *Primärrumpf* alpine. De multiples manifestations éruptives -cônes stromboliens, explosions phréatomagmatiques- se sont concentrées, d'une manière qui n'est pas sans rappeler le Coiron, le long d'un axe soumis à un mouvement positif. Les supposées formes dues à l'action des rivières, comme la "vallée" de Bernasso décrite par J. P. ILDEFONSE [1970, pp. 76 à 85] puis par P. AMBERT [P. AMBERT *et alii*, 1981, p. 20] sont d'authentiques formes d'explosion du type maar et il n'existe pas, ou très peu, de véritables signes d'une incision du réseau hydrographique sous les laves. On dispose en conséquence, avec l'âge du volcanisme, d'un élément de choix pour situer les déformations de façon relative.

Les datations radiologiques les plus anciennes ont été obtenues sur les laves de la cuvette du Salagou, elles avoisineraient 3,5 à 3 M.A. [C. SALZE, 1976 - R. BROUSSE et P. Y. GILLOT, 1976]. Sur l'interfluve de l'Escandorgue, les divers âges mesurés sont situés entre 2,5 et 2 M.A. [J. P. ILDEFONSE *et alii*, 1972]. Sur ces bases, on pourrait placer entre 4,5 et 3 M.A. les mouvements du sol responsables de la surrection du socle au-dessus du Languedoc. Nous allons voir que cette fourchette chronologique est assez satisfaisante ; elle peut être recoupée par d'autres données recueillies à l'intérieur du Massif Central.

Presque partout sur le socle, les relations entretenues par les laves et les grandes étapes de la formation des vallées permettent de "caler" le début de la principale phase d'incision du réseau hydrographique. C'est un précieux moyen pour dater le soulèvement épeirogénique du Massif.

Les indices de la postériorité du creusement des grandes vallées en regard des mouvements différentiels qui sont à l'origine des horsts sont assez nombreux ; ils abondent en particulier dans les Causses, où les "Terres rouges" renferment des minéraux lourds issus des reliefs périphériques -Aubrac, Margeride, Rouergue, Cévennes-. Une illustration très spectaculaire de ce phénomène a été apportée récemment [D. CALS *et alii*, 1980] avec la découverte, sous les laves de la butte de Roquelature, au Sud-Est d'Espalion, sur la rive méridionale du Lot, d'un conglomérat mêlant des roches métamorphiques, du granite et des basaltes venus de l'Aubrac. Le dépôt de ce matériel alluvial est obligatoirement antérieur au creusement de la vallée du Lot et même au jeu du fossé d'Espalion qui a fixé le cours du Lot -voir Livre I, pages 147 et 148-. Il assure de l'organisation définitive de l'écoulement sur les "bas" plateaux, assez longtemps après l'apparition des horsts au Miocène supérieur.

Cette première certitude étant acquise, il importe maintenant d'entreprendre l'étude du creusement de quelques-unes des principales artères hydrographiques du Massif Central, l'élaboration des vallées ayant été une conséquence du soulèvement du socle, celui-ci ne peut vraiment être daté que de cette manière. J'envisagerai tour à tour les cas des vallées de l'Allier, de la Loire, du Viaur et de la Vienne.

2°) LES ENSEIGNEMENTS APPORTÉS PAR LES GRANDES VALLEES :

En raison de l'abondance, dans le temps et dans l'espace, des manifestations volcaniques qui ont affecté certaines sections de la vallée de l'Allier, il est parfois possible de dresser un tableau relativement précis des différentes étapes de son façonnement. Cependant il est indispensable de préciser, dès le départ, que l'Allier a eu, d'une partie à l'autre de son cours, un comportement assez différent. Bien soulignée par la diversité morphologique des systèmes de terrasses -voir Livre I, page 98 et suivantes-, on retrouve cette variété sur tous les grands cours d'eau, en particulier dans le Centre-Est. Face à un tel constat, quelques lecteurs ne manqueront pas de s'étonner que l'épeirogenèse, affectant par définition de vastes espaces, puisse être placée à l'origine de situations aussi diverses. Il n'y a pas en fait de contradiction majeure, ainsi que nous le verrons, des mouvements négatifs ont accompagné, ici ou là, le soulèvement généralisé et expliquent la fréquence des changements. Ils ne nuisent pas, du reste, à l'établissement d'un bilan global.

La section la plus intéressante dans la vallée de l'Allier se place en Petite Limagne, entre les seuils de Brassac et de S^t-Yvoine. J'ai déjà fait rapidement allusion, en évoquant l'évolution géomorphologique et tectonique du Pays des Couzes, au comportement de l'Allier dans ce secteur. Je reprendrai l'exemple en apportant des renseignements complémentaires.

Nous avons vu que l'Alagnon, auteur de la plus spectaculaire percée épigénique du Massif Central avec celle de l'Orb, avait creusé sa vallée moyenne dès le Miocène supérieur, à une époque où son cours aval ne montrait aucune amorce d'encaissement, son lit majeur étant situé à S^t-Gervazy, à son entrée dans le Lembron vers 630 mètres. Il n'est pas possible, à ma connaissance, de donner une altitude précise au lit de l'Allier à cette époque. C'est à une cote légèrement inférieure -580 mètres- que se trouvent, à Pardines, des alluvions à galets siliceux -quartz et "chailles"-, très pauvres en éléments volcaniques. Pour M. H. LY, auteur d'une thèse de 3^{ème} cycle remarquable sur le "plateau de Perrier", ce matériel représenterait en raison de la présence de "chailles" un ancien cours de l'Allier [1982, p. 145] et serait légèrement encaissé dans les séries paléogènes. Dans la mesure où la coulée basaltique de Pardines qui le fossilise a été datée d'un peu plus de 4 M.A., on doit admettre que l'incision du réseau hydrographique s'amorçait simplement, à l'époque, sous l'effet d'un début de soulèvement épeirogénique.

De nombreux autres jalons marquant les étapes du creusement de l'Allier ou de ses affluents ont été conservés en Petite Limagne. Les coulées de Bergonne et de Roca Neyra, dont l'origine commune depuis le volcan des Ranoux a été démontrée par G. KIEFFER [1967], ont recouvert un fond de vallée tapissé d'un manteau alluvial épais de 3 à 5 mètres. Riche en galets, ce banc comprend à Roca Neyra une majorité de roches volcaniques -basanites, trachytes, à l'exception des laves différenciées montdorienne qui n'avaient pas encore été émises à l'époque- mêlées à des apports longitudinaux classiques -quartz, chailles-, et sous la coulée de Bergonne, aux Quinzes et au Broc, une majorité d'éléments siliceux très roulés. Il semble que le lit majeur, large de plusieurs centaines de mètres au niveau du Broc, correspondait au drain principal ; il est situé vers 520 mètres. La base de la coulée de Roca Neyra est un peu plus haute -530 mètres- ; c'est plus vraisemblablement le lit d'un affluent de rive gauche de l'Allier. L'âge absolu des laves descendues des Ranoux étant compris entre 4 et 3,5 M.A. on constate donc qu'une assez puissante phase d'incision s'est déroulée à ce moment-là au coeur du Massif Central (fig. 104 A et B). Le creusement s'est d'ailleurs poursuivi à un rythme plutôt régulier. Les premières émissions de nappes de ponces issues des Monts Dore ont fossilisé à Perrier, vers 510 mètres d'altitude, un talweg caractérisé par la présence de ponce porphyrique à quartz, d'un type bien particulier que la radiochronologie conduit à situer avant 3 M.A. -3,64 ± 0,16 M.A. par traces de fission sur sphènes, 3,18 M.A. par mesure K/Ar sur feldspath alcalin [M. H. LY, 1982]-. L'étape suivante a été particulièrement importante : elle a coïncidé avec le dépôt par les cours d'eau, à la suite d'un effet de barrage dont l'origine reste à préciser, d'une épaisse série alluviale fine recouvrant une nappe de galets établie vers 470 mètres d'altitude. On retrouve partout, remaniées dans ces dépôts, des ponces fibreuses appartenant à ce que les vulcanologues clermontois ont baptisé la "Grande Nappe". L'âge de cette émission catastrophique ayant pu être fixé entre 2,6 et 2,5 M.A. [P. MOSSAND *et alii*, 1982] et une fine couche de cendres datée de 2,47 M.A., qui scelle les alluvions à ponces fibreuses, permettent de situer de manière précise, vers 2,5 M.A., l'arrivée du talweg de l'Allier à la cote 470 (fig. 104 B). Un creusement d'une centaine de mètres s'est ainsi produit le long de l'Allier, en Petite Limagne, pendant une partie du Pliocène, entre 4 et 2,5 M.A.. Il doit être de mon point de vue entièrement attribué à des mouvements épeirogéniques ayant affecté les deux tiers du Massif Central (fig. 102).

La figure 104 B montre qu'une pause est ensuite intervenue dans l'incision de la vallée. L'arrêt du creusement s'est accompagné d'un changement substantiel de tracé des cours d'eau dans la région d'Issoire. La mise en place de puissants lahars descendus des flancs du strato-volcan montdorien n'est pas étrangère au phénomène. La situation chronologique exacte de ces conglomérats ponceux, dits "de première génération" ou de "génération Perrier", reste une des principales inconnues de la stratigraphie des Monts Dore. Ils se placent après l'éruption plinienne, responsable du dépôt de la couche de cendre qui recouvre les alluvions à ponces fibreuses, et après l'accumulation des alluvions des Etouaires contenant la célèbre faune, si l'interprétation

proposée par J. F. PASTRE [J. F. PASTRE *et alii*, 1983, p. 83] est la bonne. Les lahars qui emballent deux types de ponces, les ponces fibreuses rhyolitiques de la "Grande Nappe" et des ponces trachytiques, sont postérieurs à un changement très remarquable dans la nature du volcanisme et sa localisation. Après l'épisode de mise en place de la caldera de haute Dordogne, consécutif à l'expulsion de la "Grande Nappe" -voir page 526 et fig. 109 A 2 à 5-, les points de sortie se sont déplacés au Nord-Est et les appareils de la bordure septentrionale de la caldera -groupe de la Banne d'Ordanche, fig. 109 A 6- ont été construits. Les datations radiochronologiques placent l'émission des laves trachyandésitiques du groupe nord autour de deux pôles vers 2,2 M.A. et vers 1,7 M.A. [J. M. CANTAGREL et J. C. BAUBRON, 1983]. Par prudence on devrait envisager la mise en place de ces lahars dans une fourchette large entre 2,3 et 1,6 M.A. ; mais les faunes retrouvées sous les lahars -les Etouaires- ou en leur sein -Roca Neyra, Loubière-de-Pardines-, comme leur disposition par recouvrement, conduisent plutôt à croire en un dépôt assez rapide correspondant à la première partie de la fourchette, 2,3 à 2 M.A..

Très logiquement, l'axe de drainage principal, en l'occurrence l'Allier, a été repoussé par l'arrivée des lahars vers l'Est. La première grande terrasse post-laharique qui a été conservée est celle de Boulade ; elle s'est établie au pied de la "Montagne" de Perrier et repose sur le substratum oligocène vers 440-445 mètres d'altitude, ce qui correspond à une légère reprise du creusement par rapport au niveau des Etouaires -470 mètres-. Les alluvions de Boulade montrent un mélange entre des apports latéraux descendus des Monts Dore -trachytes, ponces- et des apports longitudinaux -basaltes et roches du socle-. Leur âge peut assez facilement être déterminé : des sphères ont été datés par des traces de fission de $1,54 \pm 0,13$ M.A. [J. F. PASTRE et J. COUTHURES, 1983] ; elles sont légèrement antérieures aux faunes de Malbattu et de Peyrolles du "Villafranchien" moyen -Eburonien des Pays-Bas-. Une longue période, de presque un million d'années, sépare donc le dépôt des alluvions des Etouaires -2,4 - 2,5 M.A.- et de Boulade (fig. 104 B).

Le niveau de Boulade domine par une pente parsemée de galets, ce qui ne facilite pas les observations, deux replats : le premier, d'extension assez limitée, vers 435 mètres, et le second, plus important vers 425 mètres (fig. 104 A). Ce dernier, dit niveau de la Croix-S^t-Antoine, est formé par une nappe d'alluvions grossières, épaisse d'environ cinq mètres, surmontée par du matériel fin. Un lit de cinérites, interstratifié dans les sables supérieurs, a donné par traces de fission sur sphère un âge de $0,91 \pm 0,17$ M.A. [J. F. PASTRE et J. COUTHURES, 1983]. Parce qu'un niveau voisin remanie, quelques kilomètres en aval, des ponces trachyandésitiques du type "Coudes" datées d'environ 1 M.A. [M. H. LY, 1982], on a confirmation que l'Allier se situait bien à cette altitude à la fin du Quaternaire inférieur.

Les autres nappes forment, à hauteur d'Issoire, un complexe de moyennes et basses terrasses, comprises entre 405 mètres et le lit majeur de l'Allier, ici vers 365 mètres. On constate donc qu'une tendance très régulière à l'incision a marqué depuis 1,5 M.A. l'activité du réseau hydrographique régional. En Auvergne, cette seconde phase de creusement, franchement pléistocène, a été du même ordre de grandeur que l'épisode pliocène -4 à 2,5 M.A.-. La courbe tracée sur la figure 104 B illustre bien ces phénomènes ; il est nécessaire à son propos de faire deux remarques sur les causes de l'incision et de ses variations.

- L'existence des puissantes manifestations volcaniques des Monts Dore et les dépôts lahariques pourraient être considérés comme des éléments d'explication dans la forte baisse de la vitesse de creusement qui s'est manifestée entre 2,5 et 1,5 M.A. En réalité il n'en est rien : cette "pause" se retrouve dans toutes les régions du Massif Central où l'épeirogenèse pliocène s'est produite.

- Sans aborder une question qui fera l'objet d'un développement ultérieur, il faut noter l'absence de rapport direct entre le contexte climatique et le comportement d'ensemble du réseau hydrographique. La première vague de creusement s'est déclenchée au milieu du Pliocène ; la période de ralentissement a coïncidé avec les premiers refroidissements ; la deuxième vague s'est enfin amorcée avant la brutale augmentation de l'intensité du froid au Pléistocène moyen -voir page 544 et suivantes-.

On ne possède nulle part ailleurs dans le Massif Central de données aussi précises rassemblées sur une si petite surface. Il est néanmoins possible de se faire une idée sur l'âge du creusement de la vallée de quelques-unes des artères maîtresses de l'hydrographie. J'évoquerai maintenant le cas de la Loire entre Arlempdes et le Puy.

Les coupes offertes par le méandre de Farges et, un peu plus en aval, l'étagement des coulées volcaniques au-dessus de Brives-Charensac (fig. 36 I) permettent de reconstituer le comportement de la Loire depuis la fin du Pliocène.

Le remblaiement "villafranchien" du méandre de Farges, visible entre 750 mètres et un peu plus de 800 mètres, représente selon moi l'amont des matériaux observés dans le vallon de Ceyssac par D. ABLIN -voir page 488-. Il s'agit d'alluvions un peu plus grossières que celles des vallons du Dolaison ou de Ceyssac, mais déposées dans des circonstances similaires et surtout durant la même période, c'est-à-dire entre la fin du Pliocène et le premier refroidissement quaternaire -Eburonien-, soit dans un laps de temps allant d'un peu plus de 2 M.A. à environ 1,5 M.A. (fig. 112). Ce remblaiement a été sans doute directement occasionné par des mouvements différentiels locaux -voir page 520- ; il n'en demeure pas moins que la pause dans l'épeirogenèse, déjà notée au même moment le long de l'Allier à Issoire, l'a aussi favorisé.

Il est difficile, en l'absence de données radiochronologiques sur les laves des environs du Puy, de dater les étapes de l'incision quaternaire de la Loire. Plusieurs points sont cependant acquis.

- La chape basaltique qui recouvre les dépôts "villafranchiens" s'est constituée à la périphérie du bassin après 1,5 M.A. D'abondantes manifestations pourraient dater d'un peu moins de 1 M.A. [D. ABLIN, 1985, p. 48 à 50]. Il n'est pas évident malgré tout que la reprise de l'incision de la Loire soit postérieure à cette époque, comme on serait tenté de l'envisager en constatant que la sédimentation s'est poursuivie dans le vallon de Ceysnac entre les coulées. Ce dernier phénomène, dû à l'effet de barrage temporaire des manifestations volcaniques, mérite, à mon sens, d'être distingué de l'alluvionnement général, à l'échelle de tout le bassin du Puy.

- Le creusement de la Loire avait repris depuis déjà un certain temps lorsque le volcan de la Denise a émis la coulée de la "plaine de Rome". Reposant sur un substratum indéterminé vers un peu moins de 700 mètres, le basalte témoigne d'un niveau qui correspond à la moitié de l'incision post-"villafranchienne".

- La coulée de la "plaine de Chadrac" recouvre des alluvions qui participent aux systèmes des moyennes et basses terrasses de la Loire. Son altitude relative au-dessus du lit actuel est d'une quarantaine de mètres.

En l'état actuel des connaissances, il est malheureusement impossible de saisir dans son détail le rythme de creusement du lit de la Loire ; en revanche, on peut affirmer qu'une entaille d'à peu près 200 mètres de profondeur s'est produite après le dépôt de séries alluviales et lacustres "villafranchiennes". La courbe qui a été tracée sur la figure 104 B indique une vitesse moyenne d'incision. Il est parfaitement possible, voire probable, que des accélérations ou des ralentissements se soient produits, donc que la puissance de l'érosion linéaire ait de loin dépassé celle de l'Allier -valeur de la pente de la courbe-. Il va sans dire qu'une telle vigueur de creusement a été une conséquence directe des conditions locales de la tectonique, de l'importance et de la rapidité du soulèvement pour être précis. Au-delà des circonstances particulières connues par le Velay, il est clair néanmoins que la remarquable coïncidence dans le temps entre la deuxième vague de l'incision de l'Allier dans la région d'Issoire et le creusement du bassin du Puy par la Loire n'est pas fortuite ; l'une et l'autre ont été une conséquence de l'épirogenèse pléistocène.

Le problème du creusement de la vallée de la Loire avant le "Villafranchien" doit être envisagé maintenant. A partir de ce qui vient d'être dit, on serait tenté d'admettre que la Loire, possédant dans la région du Puy une vallée "récente" d'âge quaternaire, n'existait pas en tant que telle auparavant. De nombreux chercheurs ont ainsi suggéré que l'Allier avait pu servir, pendant un temps, de niveau de base aux eaux du bassin supérieur de la Loire et que de profondes transformations de la topographie ou de l'hydrographie avaient accompagné les émissions volcaniques du Devès. L'observation sur une carte à petite échelle du tracé des rivières amène, du reste, tout naturellement à avancer l'hypothèse d'une communication ancienne de la Loire et de l'Allier à travers un plateau du Devès non encore soulevé ; celle-ci a été régulièrement soutenue depuis un siècle et demi.

- C'est la direction générale du réseau hydrographique du Velay oriental -Cagne, Laussonne, Gazeille-, résolument orienté vers le Nord-Ouest, et la présence d'alluvions à gros galets volcaniques, engagées dans le méandre de Farges sous les coulées du Devès, qui avaient conduit F. ROBERT [1836] à imaginer un déversement du système de la Loire "par St-Privat ou Beyssac dans le bassin de Langeac".

- La découverte de "chailles" sur le plateau basaltique dominant le vallon du Dolaison au Sud-Ouest du Puy a renforcé, dans l'esprit de A. AYMARD [1872], l'idée que les alluvions visibles sur les bords de la vallée de la Loire étaient recouvertes aujourd'hui par les coulées de laves.

- Un sondage, réalisé par E.D.F. juste après la dernière guerre mondiale sur le plateau de Freycenet, à l'Ouest d'Arlempdes, a apporté un argument de poids en faveur de l'hypothèse. La présence de 67 mètres d'alluvions -sables, sables à galets, niveaux micacés à végétaux- sous 150 mètres de basalte a été interprétée par J. CROSNIER-LECONTE [1948] comme la trace d'un ancien cours de la Loire traversant le Devès en direction de l'Allier.

- Bien que P. BOUT ait contesté une telle conclusion [1973, p. 150], il n'en a pas, pour autant, rejeté l'éventualité d'une communication Loire-Allier. Suivant l'idée des anciens auteurs, il lui a semblé plus judicieux de la placer plus au Nord, sur la bordure méridionale de l'actuel bassin du Puy [1980]. Il a utilisé pour cela les formations sédimentaires contenues par deux petites dépressions : la cuvette intrabasaltique de St^e-Anne, à côté de Sinzelles, au-dessus de la vallée de la Borne, et celle creusée dans les migmatites d'Ampilhac, à proximité du col de Fix-St-Geney. La présence, dans l'une et dans l'autre de ces dépressions, d'alluvions venues de l'Est, en sens contraire de la pente topographique générale actuelle lui a paru constituer un argument décisif pour identifier un ancien écoulement en direction de l'Allier et pour affirmer un soulèvement très récent, post-volcanique, du Devès.

Malgré les arguments sédimentologiques que R. ETIENNE a cru pouvoir lui apporter [1982], cette dernière hypothèse est, à mon avis, très difficile à soutenir. Il y a, en effet, une différence manifeste dans l'ordre de grandeur des faits évoqués, avec, d'un côté, des événements locaux qui ont concerné les bassins-versants très réduits de dépressions temporaires et, de l'autre, le problème de la direction suivie par les grands cours d'eau régionaux. La réalité de mouvements différentiels ayant dénivélé le plateau du Devès en gradins étagés doit être considérée comme établie ; l'âge du phénomène est en revanche plus incertain. Des trois solutions qui s'offrent : une tectonique ancienne du Miocène supérieur, des déformations pliocènes antérieures aux émissions de laves et des mouvements différentiels post-volcaniques, j'écarterai la dernière, celle retenue par P. BOUT et R. ETIENNE. Outre la règle, déjà plusieurs fois observée, d'une émission massive des laves à l'issue des mouvements différentiels, le principal obstacle auquel se heurte cette hypothèse tient à la nature des sédiments "villafranchiens" déposés dans la partie orientale de la dépression du Puy. Ainsi que M. BOULE l'a signalé [1892, pp. 168, 182 et 245] les rivières qui ont déposé ces alluvions ne venaient pas du Velay oriental -absence de galets volcaniques- mais d'un bassin-versant développé uniquement dans les roches du socle, à savoir dans le plateau

du Devès avant l'épanchement des basaltes. Ce constat d'échelle régionale contredit, à lui seul, les observations locales faites à Ampilhac ou à Sinzelles et dont les éléments d'explication restent à trouver. Ceci n'exclut pas néanmoins la possibilité d'un lien entre les dépôts "villafranchiens" occidentaux, limités par le talus du premier palier formant le horst du Devès, et l'exercice d'une certaine tectonique différentielle. Il est d'ailleurs possible d'affirmer, comme cela a déjà été signalé -voir pages 488 et 489-, que l'ensemble Devès-bassin du Puy a été soulevé de plusieurs centaines de mètres par rapport à la région de Langeac. Mais, dans un cas et dans l'autre, la vraisemblance de mouvements récents n'apporte aucune preuve décisive en faveur d'une connexion Loire-Allier. Je ferai sur cette question deux remarques susceptibles de faire avancer la discussion, sans malheureusement la clore.

- Le Devès a été mentionné plus haut avec les horsts miocènes. Les rapports qui l'unissent au Livradois et au Forez d'une part, les similitudes que l'on note entre les ensembles Aubrac-Cantal-Margeride-Cézallier et Devès-Livradois-Forez-Bois Noirs d'autre part, me semblent constituer de sérieux arguments pour accrédi- ter l'idée de mouvements différentiels antépliocènes. Dans la mesure où, même aujourd'hui, l'ampleur des dénivellations entre sommet du horst et bas plateaux environnants -le secteur de Langeac étant exclu- demeure limitée à une ou deux centaines de mètres, il est possible d'imaginer qu'une liaison Loire-Allier se soit établie, en particulier à l'extrême Sud du Devès, selon un tracé plus proche de celui envisagé par J. CROSNIER-LECONTE [1948].

- Ce qui est absolument certain c'est qu'une vallée, creusée au moins par la Gazeille et ses affluents, a toujours existé sur l'emplacement du cours actuel de la Loire en amont du Puy. Né au moment de la mise en place des premiers horsts vellaves, eux-mêmes responsables de la position présente de la ligne de partage des eaux Méditerranée-Atlantique, un important cours d'eau s'est obligatoirement installé sur le parcours actuel du fleuve. Son existence est seule susceptible d'expliquer l'apparition des défilés épigéniques de Lavoûte et de Vorey à la suite d'un phénomène d'antécédence ; il n'est pas possible de supposer une capture de la Loire supérieure par recul de tête de source.

L'étude de la position des laves du Devès dans la section comprise entre Farges et Arlempdes donne un certain nombre d'indications.

La présence détachée, en rive droite de la Loire, du plateau d'Alleyrac, dépendance du Devès sur le plan des laves, ne résulte pas d'une surimposition de la Loire sur la couverture basaltique. La multiplicité des bouches de sortie des produits volcaniques, bien traduite par l'existence de plusieurs cônes de scories, démontre l'extension, à l'Est de la Loire, d'un petit secteur ayant connu une évolution similaire à celle du Devès.

Parce qu'on détient la preuve d'une persistance de l'activité du volcanisme jusqu'au Quaternaire supérieur, les coulées de laves parvenues jusqu'à une altitude relative très basse, quelques mètres à Goudet, étaient de façon très logique attribuées aux manifestations les plus récentes. P. BOIVIN vient, dans sa thèse, de remettre en cause cette interprétation [1982, p. 20]. Ayant obtenu un âge de 1 M.A. pour la coulée de Goudet dont la base est à 770 mètres, il en a conclu que la vallée de la Loire était, comme l'Allier, de creusement ancien. Une telle conclusion, basée sur une unique datation, mérite à coup sûr d'être reconsidérée. Les données dont on dispose au niveau du bassin du Puy assurent une position de la Loire à proximité de cette cote aux alentours de 2 M.A., mais quinze kilomètres plus en aval ! Pour harmoniser le résultat radiochronologique obtenu et les faits observés dans le bassin du Puy, on pourrait supposer un très rapide creusement entre 1,5 et 1 M.A., puis- que l'on est privé jusqu'à présent de tout repère chronologique dans le rythme de creusement de la Loire -voir ci-dessus-. En vérité, je ne crois pas à une semblable solution : l'altitude supérieure du cours de la Loire par rapport à celui de l'Allier prouve, à elle seule, que les déséquilibres n'ont encore pas été rattrapés, donc que la Loire ne saurait avoir arrêté toute incision depuis plusieurs centaines de milliers d'années. Les autres datations réalisées par P. BOIVIN vont d'ailleurs tout à fait dans ce sens. Les âges absolus qu'il a donnés pour la muraille de laves du ravin des "Fouragettes" [1982, p. 22, fig. A 2] me paraissent infirmer, contrairement à ce qu'il pense, le résultat obtenu à Goudet. On voit dans le "ravin", dont le fond est seulement surélevé de quelques 30 à 40 mètres au-dessus du lit actuel de la Loire, les laves les plus anciennes -âge supérieur à 2,3 M.A.- reposer vers 870 mètres, soit une centaine de mètres au-dessus du niveau de la Loire actuelle. C'est entre 860 et 850 mètres que la plupart des coulées basaltiques du Devès se sont arrêtées dans toute la section Arlempdes-Vazeilles, fossilisant parfois -en particulier au-dessous des Salles en rive gauche- des alluvions anciennes assez fines, preuve d'un cours au profil en long de pente modérée. Aux "Fouragettes", les laves se sont, dans un premier temps, empilées les unes sur les autres en coulées puissantes entre 2,5 et 2 M.A. à peu près. On retrouve, ensuite, une mince coulée datée de 1,9 M.A. et installée à la cote 910 dans une entaille découpant les laves plus anciennes ; elle traduit un simple réaménagement de la topographie volcanique pendant les émissions. Une coulée encore plus récente 1,7 M.A. est du reste perchée encore plus haut -cote 960-, le plateau basaltique étant couronné par une coulée datée à 1,3 M.A. Rien ne prouve ici que la vallée de la Loire était incisée à son altitude actuelle à l'époque des émissions ; on a, au contraire, la preuve qu'entre 2,5 et 1,3 M.A. les épanchements des laves se sont réalisés dans des plans variables, mais tous haut perchés par rapport à l'entaille actuelle dans le socle. Les parois granitiques, qui affleurent de part et d'autre de la vallée sur une centaine de mètres, apportent à mon sens l'assurance d'un creusement postérieur à 1 M.A. de la vallée de la Loire, celle-ci n'étant apparue qu'après les dernières éruptions massives.

La position des laves du Devès donne aussi des indications sur les événements prévolcaniques : la fossilisation d'un lit alluvial vers 900-850 mètres démontre la préexistence d'une vallée. Le socle étant visible au-dessus d'Arlempdes jusqu'à 1 100 mètres, il n'est pas difficile d'en déduire qu'une gouttière topographique profonde d'une bonne centaine de mètres et large de 1 500 à 2 000 mètres -le mouvement des laves et l'altitude de leur surface d'accumulation aident à la reconnaître- s'était esquissée avant les éruptions. Le rôle éventuel de

faille dans la genèse de cette forme ne saurait être écarté ; j'aurai tendance à penser, malgré tout, qu'elle a surtout été façonnée par l'érosion fluviale. Le réseau hydrographique a dû créer ici, et cela dès son organisation au Miocène supérieur, une dépression. La tendance à l'incision a été une conséquence de mouvements différentiels commençant à prendre des allures d'épeirogenèse régionale. La coupe B de la figure 101 montre de quelle façon un début de soulèvement allant de l'axe Cantal-Aubrac au Coiron, a amorcé timidement, dès le Miocène terminal, un phénomène qui s'est accusé au Pliocène.

On ne peut manquer d'insister, par-delà les nuances locales -par exemple opposition entre l'évolution pléistocène des régions de Langeac et du Puy-, sur la parenté des événements qui ont marqué le creusement des vallées des deux grands cours d'eau du Centre-Est du Massif Central, Loire et Allier, en deux étapes successives séparées, à la limite du Pliocène et du Quaternaire, par une pause. Les constatations qui peuvent être faites sur les marges occidentales du socle sont sensiblement différentes.

Le caractère récent du relief en creux développé dans les bas plateaux occidentaux a été démontré, en Rouergue, par H. ENJALBERT dès 1952 [pp. 266-267]. Je reprendrai ici son argumentation, en la replaçant dans le cadre plus vaste des autres données déjà acquises sur le Massif Central.

Nous avons vu au Livre I -voir page 143- que le tracé de la rivière était adapté dans ses grandes lignes aux principaux accidents du relief -gouttière entre la dorsale de Rieupeyroux et les hauteurs dominant Carmaux- mais présentait à l'échelle locale de notables inadaptations -en particulier un tracé épigénique au travers du bombement de Flauzins-. Les phénomènes observés s'intègrent parfaitement dans les grandes étapes de la crise "pliocène". Le Viaur s'est organisé sur les pentes créées par la phase de mouvements différentiels initiaux, drainant dans sa partie amont le revers du bloc Lévézou-Palanges, avant de s'écouler sur le flanc sud de la dorsale de Rieupeyroux. La poursuite de mouvements différentiels, jusque dans le Pliocène inférieur, explique à mon avis l'épigénie de Flauzins -ce qui n'est pas la solution défendue par H. ENJALBERT, voir page 166-. La persistance des déformations locales jusqu'au début de l'épeirogenèse est parfaitement vraisemblable. Cette dernière s'est traduite, ici comme dans le reste du Massif Central, par deux épisodes ; ils sont en Rouergue très faciles à distinguer en raison de leur grande dissemblance. La première phase, d'âge pliocène, a été très discrète. Elle a eu pour conséquence un encaissement de seulement quelques dizaines de mètres. Ses effets sont évidents dans la région de Naucelle, où l'incision du réseau hydrographique a d'abord provoqué l'élimination partielle de la couverture sédimentaire paléogène, avant d'entailler le substratum métamorphique. Les principaux cours d'eau actuels ont inscrit leurs gorges dans le fond d'assez larges dépressions creusées en contrebas des plus hauts interfluves, portions de la *Primärrumpf*. Ces formes seraient aujourd'hui impossibles à distinguer de l'évasement naturel des gorges, si des placages d'alluvions n'avaient pas été souvent conservés sur leur plancher. Le long du Viaur et en amont du bombement de Flauzins, on les rencontre sur une section longue de près de dix kilomètres où elles se maintiennent assez régulièrement vers une altitude de 390-400 mètres. C'est à une altitude très inférieure -290 à 320 mètres- qu'on les retrouve à proximité de la confluence Viaur-Aveyron. Dans cette dernière région, R. SIMON-COINÇON m'a montré des coupes spectaculaires où l'on reconnaît 30 à 40 mètres d'accumulation alluviale. Une cuvette subsidente a recueilli le matériel avant d'être défoncée par l'érosion linéaire postérieure. Il est impossible d'affirmer que tous les matériaux qui jalonnent le cours du Viaur ont le même âge, et cela malgré la similitude des faciès -lentilles à galets siliceux et rares galets du socle, sables graveleux à stratifications entrecroisées, niveaux argileux-. Nous avons déjà vu, et nous aurons l'occasion de redire, qu'en l'absence de marqueurs volcaniques significatifs, des alluvions à fraction grossière siliceuse ont pu se déposer pendant toute la durée du Néogène supérieur, voire à certains moments du Paléogène. Pourtant, il paraît bien établi que le Viaur a pu remanier ce matériel jusqu'au Quaternaire : on a découvert, à plusieurs années d'intervalle, dans les alluvions de Tanus -très exactement en rive droite du Viaur, à quelques centaines de mètres en aval du viaduc utilisé par la voie ferrée Rodez-Albi- deux magnifiques molaires de Proboscidiens dans lesquelles G. ASTRE [1950, 1965] a reconnu des restes ayant appartenu à *Palaeoloxodon antiquus* de mutation très ancienne. L'espèce apparaissant avec la zone MN 21, le dernier remaniement des alluvions de plateau du viaduc du Viaur -la première molaire a été trouvée dans des altérites micaschisteuses recouvertes par un mètre de sables à galets- a pu se situer vers 1 M.A. environ. La principale conclusion à tirer de la présence des fossiles est simple : le creusement des gorges du Viaur, au Nord de Tanus, s'est réalisé au cours du Quaternaire moyen et supérieur. Le soulèvement majeur des "bas" plateaux appartient donc, comme l'essentiel du creusement du bassin du Puy, à la phase la plus récente de l'épeirogenèse.

En résumé, il me paraît bien établi qu'à la suite de mouvements différentiels qui se sont poursuivis assez tard dans le Pliocène, le cours du Viaur s'est adapté aux grandes lignes de la topographie, maintenant son tracé par antécédence sur l'emplacement d'accidents locaux et tardifs. Après une première et faible incision, des déformations négatives ont provoqué un alluvionnement plus ou moins important suivant les endroits. Le soulèvement épeirogénique des bas plateaux a succédé à cet épisode de relaxation, provoquant dans la seconde partie du Pléistocène un encaissement rapide d'une bonne centaine de mètres.

Les quelques renseignements que l'on possède sur le comportement des rivières du Limousin, au-delà du "Sillon Houiller", conduisent le chercheur à des conclusions très voisines. L'exemple le plus clair est celui de la Vienne ; c'est pourquoi j'ai choisi la présentation de son cas, mais il existe des faits similaires sur la Creuse, la Gartempe et l'Isle.

De Limoges à Châtellerault, des placages alluviaux accompagnent le cours de la Vienne, formant une haute terrasse légèrement emboîtée dans les bas plateaux : la situation est donc l'exacte réplique de celle

que l'on vient de décrire sur le Vieur. Les données ne sont pas néanmoins toujours aisées à reconnaître sur le socle. La surface des bas plateaux est très heurtée -voir Livre I, page 11- et il ne fait guère de doute que la tectonique s'est jointe à l'érosion dans l'explication du phénomène. En effet, si les alluvions sont conservées sur des interfluvés inférieurs entourés de croupes plus hautes de quelques dizaines de mètres -390 à 360 mètres dans la banlieue nord de Limoges pour une situation altimétrique des alluvions entre 340 et 330 mètres, ce qui me paraît être une conséquence de l'encaissement à la suite de la première phase des mouvements épirogéniques-, d'autres observations rendent inévitable le jeu d'accidents tectoniques postérieurs à la mise en place des nappes ; on peut en citer deux.

- Situés vers 330 mètres un peu en amont de Limoges -gisements de Grossereix et des Bardys-, les placages voient leur altitude s'élever vers l'aval : elle est à 345 mètres au puy du Mont, quinze kilomètres plus bas.

- Des dénivellations beaucoup plus brutales se rencontrent : la base des alluvions à Tourniol, au-dessus de la confluence Vienne-Taurion, est à 360 mètres ; elle domine de 30 mètres la nappe des Bardys. Or il n'est pas question d'envisager ici l'existence de deux niveaux distincts, étagés l'un par rapport à l'autre, puisque le talus qui les sépare est perpendiculaire à l'axe de l'écoulement des eaux.

J'attribuerai ces anomalies et, d'une manière plus générale, les accidents de la topographie des bas plateaux à de légers mouvements différentiels ayant accompagné le soulèvement épirogénique. Ceux-ci doivent exister à travers tout le Massif Central, leurs effets sont plus spectaculaires en Limousin, en raison de la relative régularité des plateaux périphériques. La question la plus délicate à résoudre reste naturellement une nouvelle fois celle de l'âge de ces événements.

Les alluvions de la haute terrasse dominant d'environ 140 mètres le cours actuel de la Vienne ; la vallée entaillée dans les roches plutoniques et métamorphiques a été entièrement façonnée depuis leur dépôt. Donner un âge aux alluvions revient, encore une fois, à dater relativement l'incision principale du réseau hydrographique. Il n'existe pas encore malheureusement de certitude sur la situation stratigraphique de ces alluvions, malgré leur extension régionale considérable.

J. C. FLAGEOLLET a montré qu'il était possible de suivre les hautes alluvions de la Vienne jusqu'à l'Isle Jourdain [1977, fig. 93], mais leurs affleurements ne s'arrêtent pas là. Après une longue interruption dans l'espace, où l'on ne rencontre que des cailloutis épars impossibles à assimiler à un véritable niveau, la nappe réapparaît à partir de Chauvigny. Elle est si importante en Châtelleraudais qu'elle a donné lieu à la création d'une unité lithostratigraphique particulière : "les Cailloutis à quartz du Châtelleraudais" [J. M. COUDERC et J. C. YVARD, 1972 et 1974]. L'unité de la traînée alluviale de Limoges à Châtellerault peut être reconnue par la géomorphologie et la sédimentologie.

- Les alluvions anciennes abandonnées à partir de l'Isle Jourdain où elles occupaient un replat -altitude : 148 mètres- encaissé de seulement une quinzaine de mètres par rapport aux plus hauts interfluvés régionaux -*Primärrumpf* alpine- et dominaient de 60 mètres le lit majeur de la Vienne, se retrouvent au Sud-Est de Chauvigny à 127 mètres, au-dessous d'interfluvés situés vers 140 mètres -toujours avec un encaissement supérieur à une dizaine de mètres- et à la même altitude relative au-dessus du lit -60 mètres-.

- L'analyse de l'organisation du dépôt et de sa pétrographie confirme l'identité des différents placages sédimentaires. Depuis Limoges jusqu'à Châtellerault, les coupes qui offrent une vue d'ensemble des alluvions montrent toutes la superposition de deux unités différentes : des sables argileux fortement rubéfiés et assez peu chargés en galets à la base, puis, au-delà d'une surface de ravinement bien marquée, l'apparition de lentilles de sables emballant de nombreux galets, exclusivement siliceux et bien roulés. L'analyse minéralogique des sables révèle une même provenance, une fois écartée l'influence des remaniements de matériaux secondaires et tertiaires pour les échantillons de l'aval. Les minéraux légers sont fortement dominés par les quartz, mais des feldspaths sont présents dans certains niveaux en quantité non négligeable -jusqu'à 20 % à l'aval, dans la région de Châtellerault, et 30 % vers Limoges-. Les minéraux lourds apportent surtout des renseignements décisifs : malgré la richesse en tourmalines remaniées des dépôts crétacés ou paléogènes en Châtelleraudais, on reconnaît dans cette région le même fond caractéristique des alluvions de Limoges : une très forte représentation du rutile et la présence d'amphibole caractéristique du bassin-versant de la Vienne [analyses de J. C. FLAGEOLLET pour la région de Limoges, 1977, pp. 280-287 et de J. J. MACAIRE pour celle de Châtellerault, 1981, pp. 75 à 79].

Reconnaître dans les alluvions des bas plateaux de Limoges l'amont des "Cailloutis du Châtelleraudais" ne constitue pas un argument décisif pour dater l'incision majeure de la Vienne. On ignore en effet aujourd'hui encore la position stratigraphique exacte des cailloutis à quartz. Ceux-ci ont été attribués par de nombreux chercheurs de C. PASSERAT [1909] à J. C. COUDERC et J. C. YVARD [1974] au Miocène moyen. Il faut cependant noter que J. J. MACAIRE, dans l'étude d'ensemble qu'il a consacrée aux alluvions du Sud-Ouest du bassin de Paris [1981], a proposé, sur des bases sérieuses, de rattacher les cailloutis du Châtelleraudais [pp. 197 à 200] aux "Sables et Grapiers post-helvétiques" de Touraine [L. RASPLUS, 1976]. Raisonnant ensuite à l'échelle de la façade atlantique du Bassin Parisien et de l'époque plio-quadernaire, il lui a semblé logique d'avancer l'hypothèse d'une coïncidence entre la formation sableuse rubéfiée de la partie inférieure des alluvions de Châtellerault et le "Redonien "chaud" au climat plus humide", tandis que l'unité supérieure, plus grossière, serait "à placer en regard du Redonien "froid" qui marque la première dégradation climatique attribuée au Prétiglien en Europe du Nord" [J. J. MACAIRE, 1981, p. 203]. Dans son tableau de synthèse concernant les propositions de corrélations chronostratigraphiques [tableau I-8, p. 229], J. J. MACAIRE a situé les alluvions hautes de la Vienne dans le "Villafranchien au sens large". Une telle interprétation, malgré la part d'incertitude qu'elle conserve, me semble très plausible. Il existe, en effet, des convergences qui ne peuvent pas relever du

hasard entre plusieurs grandes formations des marges occidentales du Bassin Parisien : "Sables rouges de l'Ouest" sous les "cailloutis culminants", sables argileux du Montluçonnais sous des sables à quartz -voir ci-dessous-, sables redoniens et argiles de la Londe sous la formation à cailloux du Roumois. On retrouve du reste cette superposition dans beaucoup d'autres endroits -"Sables de Trévoux" sous les "Alluvions jaunes" de la Bresse méridionale, "Sables astiens" du Languedoc sous les "Cailloutis villafranchiens"- . Nous reviendrons plus loin sur l'explication qu'il convient de donner à ce phénomène, je me contenterai pour l'instant de noter que partout où l'on dispose d'arguments chronologiques, ces matériaux datent du Pliocène supérieur. Il y a ainsi le long de la Vienne une série de données qui permettent de fortement soupçonner une évolution similaire à celle connue par le Bas-Rouergue.

- Après la mise en place de la "Montagne" et des "reliefs", dont les derniers mouvements ont aussi provoqué une épigénie sur certains cours d'eau, une première phase épeirogénique a entraîné une très légère incision responsable de l'apparition de vastes gouttières.

- Un phénomène, d'origine bien difficile à préciser en Limousin -climatique ou tectonique-, a entraîné le dépôt, dans certains secteurs, d'une nappe alluviale dont l'âge paraît se situer dans la chronostratigraphie en limite du Pliocène et du Quaternaire.

- L'incision de la Vienne et le creusement de son étroite vallée sont postérieurs ; ils remontent donc, selon toute vraisemblance, au Quaternaire. Ils sont une conséquence des mouvements épeirogéniques les plus récents. On ne possède pas, toutefois, sur la Vienne des équivalents exacts des cailloutis siliceux de Tanus remaniés de façon certaine au milieu du Quaternaire. Le niveau à galets de quartz de Limoges paraît un peu plus ancien.

L'étude de l'évolution morphologique du Massif Central, entre le Miocène terminal et la période actuelle, révèle en conséquence un phénomène tectonique remarquable qui n'a pas eu de véritable équivalent pendant toute l'histoire alpine : un soulèvement d'ensemble ayant affecté environ les deux tiers du Massif Central au Pliocène -première phase-, le Massif Central et les bassins sédimentaires périphériques au Quaternaire -seconde phase- (fig. 102).

Nous venons de voir qu'en plusieurs endroits des accumulations plus ou moins importantes s'étaient produites ; le paragraphe suivant va essayer de montrer dans quelles conditions structurales, celles-ci ont eu lieu.

c - LES MOUVEMENTS DIFFÉRENTIELS NÉGATIFS :

Des mouvements différentiels -faille, flexure- ont accompagné toutes les étapes de la crise "pliocène". Presque seuls représentés au Miocène supérieur, ils se sont produits en limite du Massif Central lors de la première étape de l'épeirogenèse correspondant au soulèvement du socle au-dessus de ses bordures. Ils ont aussi eu lieu à l'intérieur du Massif Central, en périphérie de secteurs qui ont été moins ou pas du tout concernés par l'une et l'autre des phases épeirogéniques, d'où une mise en creux "relative". Des affaissements réels ont pu se produire, leur aire a alors recueilli d'abondantes accumulations.

1°) LES CUVETTES SUBSIDENTES DE LA BORDURE SEPTENTRIONALE :

La situation de ces cuvettes n'est pas due au hasard : les trois plus importantes sont disposées au Nord du Massif Central ; elles s'alignent sur la zone transformante Rhin-Saône ou dans son prolongement et possèdent une hiérarchie très nette : la plus vaste et la plus profonde est la Bresse, à l'Est, la plus petite correspond, à l'Ouest, à la cuvette du Cher.

Il n'est pas dans mon intention de décrire en détail la structure et le contenu de ces bassins ; je me contenterai de citer leurs principaux caractères et, surtout, de discuter de l'âge des formations corrélatives qu'ils contiennent.

- La Bresse (fig. 105) :

En dépit de sa situation marginale, elle apporte des renseignements essentiels pour la reconstitution des événements structuraux étudiés dans ce paragraphe, car, après avoir été longtemps très mal connus, les terrains néogènes supérieurs qu'elle contient ont fait l'objet de recherches récentes qui permettent désormais d'assez bien les situer dans les temps géologiques.

Limité au Nord par une flexure très progressive adossée aux accidents de la zone transformante Rhin-Saône, au Sud par une autre flexure, plus accentuée, prolongeant le horst des Monts d'Or, à l'Est et à l'Ouest par les failles du bassin paléogène, le fossé bressan a vu s'accumuler dans sa partie la plus subsidente plusieurs centaines de mètres de matériaux -épaisseur maximale connue : 330 mètres au sondage d'Argilly-. Le fonctionnement de la cuvette en niveau de base régional est assuré, puisque son comblement s'est fait aux deux extrémités par des systèmes fluviaux progradants qui passaient, au centre du piège sédimentaire, à des dépôts très fins du type marnes. La coupe C de la figure 105 montre l'imbrication des différents corps sédimentaires telle que P. SENAC [1981] a pu la reconstituer. L'intérêt premier de cette coupe tient au fait qu'il est maintenant possible de situer l'âge de quelques-unes des plus importantes unités.

On doit considérer aujourd'hui comme établi que le delta méridional composé des "Sables de Trévoux" et des "Alluvions jaunes" (fig. 105 B et C) s'est construit en majeure partie entre la fin du Pliocène inférieur et l'aube du Quaternaire. Les "Sables de Trévoux" (1 sur les figures 105 B et C), formés surtout de matériel alpin repris à la molasse -grains émoussés luisants et minéraux lourds alpins à épidote-grenat-amphibole- mais aussi de quelques apports massif-centraliens -présence de petits fragments de granite visibles sur les coupes-, avaient livré à la fin du 19^{ème} siècle, dans la carrière de Riottier, une faune abondante typique de la zone MN 14. On peut admettre qu'ils sont subcontemporains des "Sables de Montpellier" dont l'âge est bien fixé grâce aux travaux de J. P. SUC [1980 ; J. CRAVATTE et J. P. SUC, 1981 ; J. P. SUC et W. ZAGWIJN, 1983] aux alentours de 3 M.A. -puisqu'ils sont postérieurs à la transition phase P I à *Globorotalia margaritae* -phase P II à *G. crassaformis*-. Les "Sables de Trévoux" passent, vers leur sommet, de façon plus ou moins progressive aux "Alluvions jaunes" (2 sur les figures 105 B et C). Cette dernière formation correspond à un matériel grossier, contenant des blocs et de très nombreux galets -parmi lesquels roches siliceuses et carbonatées s'équilibrent, associées à toujours plus de 10 % de roches cristallines-. Il s'agit en fait d'un énorme cône de déjection déposé par un cours d'eau alpin, ancêtre du Rhône actuel. Après être resté longtemps incertain, l'âge du début de l'arrivée de la série caillouteuse vient d'être précisé. P. MANDIER a découvert dans les carrières de la costière du Rhône une faune de Mollusques très semblable à celle de Cessey-sur-Tille, dont l'âge reuvérien supérieur vient d'être lui-même établi sur des bases paléontologiques -dents de Rongeur et palynoflore [G. FARJANEL, 1985, pp. 60 à 62]-. Des dents de *Mimomys cappettai*, ont été extraites à Reyrieux de la partie supérieure des "Sables de Trévoux", juste au-dessous des "Alluvions jaunes" ; or le degré d'évolution de ces dents a conduit J. CHALINE [1984, p. 255] à les estimer un "peu plus" anciennes que celles retrouvées en Languedoc dans des gisements de la zone MN 16. On doit sur ces bases admettre, en première hypothèse, que les "Alluvions jaunes" ont succédé aux "Sables de Trévoux" à partir de l'extrême fin du Reuvérien -2,5 à 2,4 M.A.-. Mais il est difficile de préciser jusqu'à quelle date la sédimentation s'est poursuivie au Sud de la Bresse. Pour les chercheurs dijonnais, on devrait mettre en parallèle "Alluvions jaunes" et "Cailloutis de la forêt de Chaux" *stricto sensu*, dont le dépôt se serait achevé à la fin du Pliocène vers 1,9 M.A. [J. BONVALOT *et alii*, 1984 B, tabl. I].

Le "Complexe de cailloutis de la forêt de Chaux" (4, 5 et 6 sur la figure 105 B, et C) a constitué précisément, au Nord du lac de Bresse, le deuxième grand delta pourvoyeur d'altérites. La composition de ses alluvions grossières formées surtout par des galets siliceux -quartzites, quartz, "chailles", jaspes, lydiennes- et par un faible pourcentage de galets cristallins -moins de 10 %-, ainsi que le cortège des minéraux lourds de ses sables -épidote, grenat, amphibole, glaucophane- ne laissent aucun doute sur l'origine du cours d'eau alpin qui l'a alimenté : l'"Aar-Doubs", avant sa capture par le bassin du Rhin [J. BONVALOT, 1974]. Passant vers l'aval à des séries de plus en plus fines jusqu'aux "Marnes de Bresse", l'accumulation a été divisée sur des critères pétrographiques en deux corps indépendants : les "Cailloutis de la forêt de Chaux" *stricto sensu* (5 sur la fig. 105 C) et, en position supérieure, les "Cailloutis de la forêt d'Arne" qui représentent une nappe particulièrement pauvre en matériaux altérables. J. BONVALOT a interprété ce changement comme le résultat d'une alimentation par un bassin différent développé dans la couverture crétacée du Jura [J. BONVALOT *et alii*, 1984 A, p. 212]. Les deux sous-unités distinguées dans les alluvions de la forêt de Chaux paraissent, du reste, séparées par un niveau stratigraphique d'un grand intérêt : les argiles à lignites d'Etrepigny [Y. KERRIEN, 1984] -4 sur la fig. 105 B et C-. En dehors de restes de Mastodontes -*Anancus arvernensis* découvert à la fin du siècle dernier à Nevy-Parcey- apportant la seule certitude de l'âge fini-tertiaire des cailloutis, aucun témoignage paléontologique n'avait été découvert dans la série. Les analyses palynologiques réalisées par G. FARJANEL dans les "Argiles d'Etrepigny" viennent de fournir un second élément d'appréciation [in Y. KERRIEN, 1984]. La séquence a révélé de la base au sommet du dépôt une végétation forestière -70 à 90 % de pollens- dominée d'abord par les feuillus tempérés parmi lesquels *Alnus* peut atteindre 50 % du total, puis, progressivement, par les Conifères -*Pinus diploxylon* et *Abies*-. On ne dispose pas à Etrepigny d'une série continue, l'interprétation des résultats est donc délicate, mais la connaissance, maintenant assez bien établie, du couvert végétal de l'Europe occidentale en général [W. M. ZAGWIJN, 1960 - J. P. SUC, 1980] et de la région [R. JAN DU CHENE, 1974 - G. FARJANEL, 1985] permet d'avancer des hypothèses. Une telle forêt s'est développée à deux reprises au Pliocène supérieur : un peu avant et tout de suite après le Prétigilien. Y. KERRIEN a retenu dans son article une solution intermédiaire, puisqu'il rapproche les résultats obtenus à Etrepigny de ceux obtenus à Commenailles où la découverte de *Mimomys polonicus* indiquerait "la zone MN 16 et un âge prétigilien" [1984, p. 329]. L'importance du couvert forestier jointe à l'absence de Taxodiacées -présentes à Commenailles- me fait personnellement plutôt penser à un spectre du Tigilien. Cette dernière supposition est d'ailleurs plus en accord avec les tableaux stratigraphiques des géologues dijonnais eux-mêmes, puisque les "Cailloutis de la forêt d'Arne" sont d'après eux des équivalents du "Complexe de couverture bressan" -voir ci-dessous-. La microflore de Commenailles, étudiée par R. JAN DU CHENE [1974], me paraît, quant à elle, plus ancienne. Contenue par un horizon latéral des "Sables de Foulénay" (3 sur la fig. 105 B et C), elle daterait de la fin du Reuvérien, juste avant le refroidissement prétigilien. La présence à Desnes et Vincent, dans des niveaux immédiatement inférieurs à ceux de Commenailles, d'une faune de Mammifères comprenant des restes de *Dicerorhinus jeanvireti* que C. GUERIN a pu comparer aux fossiles de Vialette [M. CAMPY *et alii*, 1973] confirme l'appartenance de ces terrains au tout début de la zone MN 16. Les cailloutis de la forêt de Chaux au sens large possèdent ainsi des repères paléontologiques qui permettent de placer la partie supérieure de leur dépôt à la fin du Pliocène.

On ne peut pas douter, dans toute la Bresse du Nord, de l'âge des ultimes dépôts accumulés grâce aux multiples découvertes faites au cours des dernières années par les géologues dijonnais. Les alluvions pliocènes ont été presque partout recouvertes par des sédiments de granulométrie très variable, mais d'épaisseur toujours limitée -10 à 30 mètres- : le "Complexe de couverture bressan" (fig. 105 B et C). Trois des unités du "Complexe de couverture" -les "Graviers de Perrigny", les "Marnes de la forêt de Citeaux" et les "Sables

de Chagny"- ont livré des faunes de Mammifères et de Mollusques du Quaternaire ancien. Ils appartiendraient pour la plupart à la phase de sensible refroidissement de l'Eburonien, entre 1,6 et 1,4 M.A. [J. BONVALOT *et alii*, 1984 B]. Bien que la part d'une éventuelle participation du Tiglien à la sédimentation mérite à mon avis d'être discutée, il apparaît comme établi que la fin des mouvements négatifs qui ont piégé les sédiments date du Pléistocène ancien, la subsidence ayant fortement ralenti après les premiers temps du Quaternaire.

Le principal problème posé par la cuvette bressane est, en définitive, celui du début de l'affaissement. Pour les chercheurs de l'université de Dijon, les matériaux se seraient mis en place de façon exclusive au Pliocène supérieur [J. BONVALOT *et alii*, 1984 B, tabl. I] ; tous les renseignements observés ne vont pas dans ce sens. Dans sa thèse, basée sur l'exploitation de quelques grands sondages, R. JAN DU CHENE a attribué au Pliocène inférieur [1974] ses zones II et III (fig. 105 A), marquées par un couvert forestier de milieu humide et assez chaud, riche en Taxodiacées-Cupressacées. Dans une recherche très récente, N. BACHIRI-TAOUFIQ [1987] vient d'aboutir à des conclusions assez proches, en analysant les 150 premiers mètres du sondage "P et C" de Beaune. Divisant la colonne palynologique en 4 zones distinctes -I, II, III, et IV-, elle a corrélé "IV" avec le Tiglien -végétation dominée par les feuillus dont *Alnus*, présence de *Miomomys pliocenicus* et de la malacofaune de Cormoz-, "III" avec le Prétiglien -large extension des herbacées, avec des Graminées et des Cypéracées, présence de *M. polonicus*-, "II" avec le Reuvérien -disparition, dans une végétation forestière dominée par les Abiétacées, des taxons thermophiles et développement des feuillus-, et "I" avec le Brunssumien -forêt associant en quantité variable espèces thermophiles, feuillus, Abiétacées et Herbacées-. Certaines des attributions de ce travail peuvent à mon avis être discutées. On est surpris, par exemple de voir les étendues herbeuses du Tiglien plus importantes que celles des niveaux attribués au Prétiglien (fig. 12, page 72). Le sondage "P et C" de Beaune étant situé en marge de l'accumulation, il ne me semble pas possible d'exclure l'éventualité de lacunes, en l'occurrence l'absence du maximum froid du Prétiglien -partie supérieure du sondage de Sens-sur-Seille étudié par G. FARJANEL, 1985-. Dans cette hypothèse, "II" pourrait être attribué au seul Reuvérien C de W. H. ZAGWIJN, auquel il est rarement fait allusion en Bresse, le reste devant être entièrement attribué au Reuvérien. En dehors de calage par d'autres fossiles, il est en réalité très difficile d'étalonner pour l'instant les séries palynologiques de la Bresse et d'affirmer la présence du Pliocène inférieur.

La figure 105 A montre de toute façon les relations que la base de la sédimentation a entretenues avec la tectonique des bordures. La phase tangentielle du Jura s'est intercalée entre les niveaux de la zone I de R. JAN DU CHENE, donnés pour Miocène supérieur, et les sédiments à flore des zones II et III attribués au Pliocène inférieur. Les marnes de bourrage affectées par le chevauchement des couches mésozoïques ont été datées du Miocène terminal en raison des âges précédemment cités. La période de temps concernée par les déformations latérales, liées elles-mêmes à un soulèvement, pourrait être plus longue si les couches à flores thermophiles ne représentaient pas toute la durée du Pliocène inférieur. Dans la mesure où l'essentiel de la sédimentation déposée au sein de la cuvette est d'âge pliocène supérieur, on peut suggérer que la subsidence s'est produite pendant la pause dans l'épeirogenèse constatée un peu partout à travers le Massif Central à cette époque. Elle serait alors encadrée par les deux phases de mouvements positifs. Ce qui est certain, c'est qu'une reprise du soulèvement a bien succédé à la mise en place de l'accumulation. Utilisant d'une part la position perchée au-dessus du Doubs des cailloutis siliceux qui jalonnent l'ancien cours responsable de la construction alluviale de la forêt de Chaux, d'autre part la disposition des terrasses de l'Ognon qui montre une migration constante vers le Nord-Ouest du cours de la rivière au Quaternaire. M. CAMPY [1983] a reconnu un soulèvement de près de 150 mètres du plateau des avant-monts jurassiens. Ce chiffre correspond à l'importance de la seconde phase de l'épeirogenèse sur les marges septentrionales du Jura, soit une valeur nettement plus forte que dans l'Ouest du Massif Central, mais inférieure à celle enregistrée par le bassin du Puy. Il va sans dire que la Bresse, à l'intérieur de laquelle les alluvions du Pléistocène ancien forment des terrasses de 20 ou 30 mètres d'altitude relative, n'a pas connu un tel phénomène. Ce dernier a été aussi beaucoup plus modéré sur les confins du Morvan et de la Bourgogne, où il n'existe pas de repère pour l'estimer.

- Le Bourbonnais (fig. 106) :

La "cuvette" bourbonnaise représente une forme incontestablement moins spectaculaire que celle de Bresse en raison d'un cadre montagneux plus effacé et d'une ouverture plus large vers le bassin de Paris, malgré l'obstacle formé au Nord par les collines du Nivernais. Elle doit, par ailleurs, à l'incision des deux grands cours d'eau qui la drainent sans s'y rencontrer, la Loire et l'Allier, d'être découpée en collines donnant un paysage plus accidenté que la Bresse. On peut d'ores et déjà déduire de la dernière observation que le Bourbonnais n'a pas réagi comme la Bresse à la phase la plus récente de l'épeirogenèse.

Pendant très longtemps, le Bourbonnais et ses sédiments ont eu une histoire fort mal connue. Après avoir été datés du Pliocène par les premiers auteurs, les sables argileux qui composent la majeure partie de l'accumulation ont successivement été attribués à presque toutes les périodes du Néogène. Ils sont "pontiens" pour J. JUNG [1946], "helvétien" pour L. DE LAUNAY [1923], "burdigaliens" pour J. GRAS [1963, 1976] ! L'article récent [A. LE GRIEL, 1983] que j'ai écrit sur leur situation chronostratigraphique me dispensera de m'étendre sur la question pour rappeler les seuls renseignements utiles à la présente analyse.

Il est aujourd'hui possible de placer dans les temps géologiques le dépôt des "Sables et Argiles du Bourbonnais" sans trop de risque d'erreur : il date du Pliocène supérieur. Il est par conséquent bien établi que la subsidence a fonctionné ici en même temps que dans la Bresse. Des liens indiscutables unissent donc, comme on pouvait s'y attendre, les deux fossés encadrant le Charollais ; mais il existe aussi de notables différences.

La première, tient à l'importance de l'accumulation ; celle-ci n'excède pas une soixantaine de mètres dans le secteur où elle est la plus épaisse -région de Montbeugny (fig. 106 A)-. La zone la plus déprimée correspond, du reste, à une sorte de creux en forme de gouttière, dont la base atteint 220 mètres dans la région de Dornes et se relève latéralement en direction de la Loire et de l'Allier. On pourrait croire, encore une fois, avoir affaire à une dépression creusée par l'érosion suivant l'hypothèse classique soutenue par les géographes pour la Brenne ou la région de Vierzon -voir page 335 et suivantes-. La position de l'ombilic, dans l'axe d'un accident structural qui ramène le socle en affleurement au Nord de Dornes, démontre qu'il n'en est rien, à moins d'admettre un complet bouleversement de l'organisation tectonique et topographique de la région au Quaternaire.

La zone tectoniquement affaissée a vu confluer vers elle les ancêtres de l'Aron, l'Arroux, la Bourbince, la Loire, la Besbre, l'Allier et la Sioule -chacune de ces directions d'apports alluviaux principaux a été représentée par une flèche sur la carte A de la figure 106-. L'exutoire aval empruntait un couloir en grande partie indépendant : celui de l'Aubois, aligné sur le grand accident de Sancerre. Les rivières citées ont comblé l'aire plus ou moins subsidente en y déposant des matériaux de granulométrie variée. Sans qu'il existe une véritable organisation partout observable, ce qui ne saurait surprendre puisque c'est la règle en régime de sédimentation fluvio-lacustre, les géologues du B.R.G.M., auteurs de nouvelles cartes géologiques au 50.000^{ème} -Moulins, St-Pourçain, Dornes-, ont reconnu, à l'échelle du Bourbonnais, une stratification en quatre niveaux que l'analyse des nombreux sondages dont on dispose aujourd'hui confirme le plus souvent. On rencontre de bas en haut (fig. 106 B) :

- une formation sableuse à galets de 10 à 15 mètres d'épaisseur : les "Cailloutis à quartz et à chailles" [A. LE GRIEL, 1983],
- un niveau fin d'une dizaine de mètres composé de sables et de limon et principalement marqué par un lit de 2 à 4 mètres d'argiles plastiques, blanches, grises ou noires : le "Niveau à pollens" [A. LE GRIEL, 1983],
- environ vingt mètres de sables grossiers, souvent microconglomératiques, le "Corps principal" [A. LE GRIEL, 1983],
- enfin une couche de quelques mètres d'argiles sablo-limoneuses d'origine pédologique.

L'horizon argileux a livré de notables quantités de pollens [N. PLANCHAIS *in* J. C. FAVROT *et alii* 1973, H. MEON *in* A. LE GRIEL et H. MEON 1981, G. FARJANEL *in* notice de la carte de Dornes, 1982]. Toutes les analyses effectuées ont donné des résultats voisins et permis de reconstituer une végétation dans laquelle les arbres, très largement dominés par les pins associés à d'importantes quantités d'aulnes, l'emportent sur les herbacées. La persistance de Taxodiées en nombre variable -1 à 18 %- est un élément très important : il plaide en faveur d'un âge reuvérien terminal, de peu antérieur au Prétiglien, période où ces espèces tertiaires disparaissent de façon temporaire ou définitive, tandis que la strate herbacée devient prépondérante [G. FARJANEL, 1985].

Jointe à ces résultats, l'étude des minéraux volcaniques de la fraction lourde des sables [G. LATREILLE *in* A. LE GRIEL, 1983] place l'alluvionnement responsable de la sédimentation bourbonnaise pendant la phase d'activité "rhyolitique" des Monts Dore, phase qui a pris fin vers 2,3 - 2,2 M.A.. Très riches en minéraux du type sphène associés à de la hornblende, les sables de la nappe à galets inférieure paraissent s'être mis en place peu de temps après l'émission de la "Grande Nappe" à ponces fibreuses, dont l'âge est d'environ 2,6 - 2,5 M.A..

Sur ces bases, les remarques suivantes peuvent être faites.

- Les niveaux de base à galets marquent l'accumulation d'alluvions de cours d'eau possédant encore, même à l'intérieur du Bourbonnais, une certaine pente. Ils correspondent au transit des matériaux produits par le nettoyage des altérites de tout âge -d'où leur forte quantité de roches siliceuses, quartz ou "chailles"- jalonnant la *Primärrumpf* alpine. Une telle mobilisation aurait été provoquée par la généralisation des pentes sous l'effet de la première étape de l'épeirogenèse. La date de leur ultime remaniement se situe vers 2,5 M.A..

- Région demeurée basse, mais sans affaissement prononcé, pendant la première période des mouvements épeirogéniques, la cuvette bourbonnaise s'est transformée en un vaste marécage sous l'effet de la brusque apparition d'un phénomène de subsidence. Ces déformations négatives assez rapides sont responsables du dépôt de la série fine argilo-sableuse et du "Niveau à pollens" aux alentours de 2,4 M.A..

- Le "Corps principal du Bourbonnais" s'est alors accumulé très vite. Près de 30 mètres d'alluvions sablo-graveleuses ont sédimenté pendant une durée assez courte qui paraît avoir coïncidé avec le Prétiglien, si l'on considère comme probant, ce qui est mon avis, l'absence de minéraux lourds ferromagnésiens -augite de l'activité trachyandésitique des Monts Dore- parmi les apports de l'Allier.

Au total, la subsidence aurait cessé avant la fin du Pliocène. Les "Sables et Argiles du Bourbonnais" seraient donc le résultat d'un alluvionnement assez bref, étalé au maximum sur 4 à 500 000 ans, soit nettement moins que celui connu par la Bresse.

S'il existe encore des incertitudes sur le moment où l'épisode bourbonnais s'est terminé, les événements tectoniques qui ont suivi la fin de la sédimentation sont, en revanche, parfaitement clairs. On peut les analyser au Sud du secteur dans la région de Vichy, entre Randan et Varennes-sur-Allier [A. LE GRIEL, 1978].

Grâce à son revêtement sablo-graveleux, le plateau de Randan a résisté à l'érosion quaternaire qui, par l'action conjointe de l'incision du réseau hydrographique et de la solifluxion laminaire dans les marnes,

a abaissé le niveau de la Limagne. Ce phénomène a été favorisé par une tendance continue au soulèvement de la Grande Limagne. Il est assez facile de repérer l'emplacement de la flexure qui a surélevé, à l'exclusion de la cuvette bourbonnaise, la Limagne et le socle environnant lors de la phase la plus récente de l'épeirogenèse. La figure 106 C, reprise de l'article de 1983, montre de quelle manière la plus haute des nappes de Randan -N 8- voit son altitude brusquement diminuer à hauteur de Vichy : sa base possède alors une inclinaison 5 fois supérieure à la pente actuelle de l'Allier. On reconnaît aussi sur cette coupe comment les nappes N 7 et N 6, inscrites en contrebas de N 8 à l'amont, semblent venir se fondre dans N 8 au niveau de la flexure. On y constate enfin que le niveau N 5, très continu jusqu'à l'entrée du Bourbonnais, incise régulièrement le secteur. Plusieurs renseignements peuvent ainsi être retirés :

- l'essentiel de la déformation est contemporain du dépôt des nappes N 7 et N 6,
- après le dépôt de N 6, la région a poursuivi sa surrection mais de façon générale, y compris la cuvette bourbonnaise. C'est ce mouvement qui est responsable de l'encaissement du réseau hydrographique en Bourbonnais et de la physionomie de collines qu'on y rencontre aujourd'hui.

Pour situer ces événements dans la stratigraphie, il suffit par conséquent de connaître l'âge des différentes terrasses. Or la reconstitution du système des nappes de l'Allier a fait suffisamment de progrès, en particulier grâce au levé des nouvelles cartes géologiques au 50.000^{ème}, pour que l'on puisse, sinon fournir des dates précises, au moins avancer des fourchettes chronologiques.

L'âge le plus délicat à établir est indiscutablement celui de N 8. Les auteurs des nouvelles cartes géologiques et J. P. LARUE [1979] l'ont assimilé purement et simplement à la partie amont de la nappe des Sables et Argiles du Bourbonnais. Cependant, malgré d'indiscutables convergences entre N 8 et l'accumulation du Bourbonnais -N 8 dépasse parfois 20 mètres d'épaisseur, ce qui assure de mouvements négatifs du sol au moment de son dépôt-, plusieurs des caractéristiques des alluvions de Randan amènent à douter d'un lien direct ou simple entre les matériaux.

- L'organisation de N 8 est sensiblement différente de celle des "Sables et Argiles" ; on n'y retrouve pas le niveau à pollens (fig. 106 A). Seule la présence, presque partout à la base de N 8, d'un horizon à galets rappelle la distribution en séquence négative du Bourbonnais.

- Ce sont les données sédimentologiques qui sont les plus troublantes. Si la fréquence des galets siliceux -60 à 95 % du total-, la faible représentation du matériel cristallin très altéré et la présence de roches volcaniques sont conformes à ce que l'on rencontre à la base du Bourbonnais dans l'axe de l'Allier, la minéralogie des sables soulève plusieurs problèmes. Les cailloutis de base contiennent des minéraux lourds volcaniques qui voient dominer le sphène et la hornblende brune ; ils sont identiques aux alluvions grossières inférieures de la série bourbonnaise dont ils peuvent représenter l'amont. Mais ils sont recouverts par des sables fins où l'augite apparaît en forte proportion, augite que l'on ne retrouve pas en Bourbonnais.

N 8 représente pour moi, sur les marges méridionales de la cuvette, une accumulation alluviale composite dans laquelle deux nappes d'âge différent se superposent : à la base des matériaux que l'on retrouve à l'aval, dans la cuvette, sous le "niveau à pollens" et qui sont synchrones de l'activité rhyolitique des Monts Dore, par-dessus des alluvions plus fines qui datent du volcanisme trachyandésitique et constituent des apports en provenance de l'Allier, légèrement postérieurs au dépôt du "Corps principal". L'âge du niveau inférieur de Randan serait reuvérien, celui des sables supérieurs tiglien, ces derniers étant postérieurs à l'arrêt de la subsidence de la cuvette bourbonnaise et n'ayant pas d'équivalents conservés immédiatement en aval.

N 7 -Ft des cartes géologiques au 50.000^{ème}- est liée, avec ses grandes quantités d'augites, au maximum de l'activité trachyandésitique des Monts Dore et aux débuts des éruptions du Devès. Un âge tiglien à éburonien, situé entre 2 et 1,5 M.A., est vraisemblable. C'est très peu de temps avant le dépôt de N 7 que l'encaissement quaternaire du réseau hydrographique s'est amorcé, puisqu'il n'y a qu'une vingtaine de mètres d'écart entre le toit de N 8 et la base de N 7.

N 6 -Fu des cartes géologiques- marque une étape beaucoup plus prononcée de l'incision. Sa base est à plus de 50 mètres en contrebas de N 8. La position stratigraphique de ce niveau peut être établie au-dessus d'Issoire, où il correspond à la terrasse de Malbattu-Boulade (fig. 104 A). La limite inférieure de son âge est bien indiquée par les faunes qui ont été trouvées à Malbattu et au "creux" de Peyrolles -zone MN 19- : elle est d'environ 1,3 M.A.. La nappe alluviale possède donc un âge un peu plus ancien 1,5 - 1,4 M.A. et date selon toute vraisemblance de l'Eburonien.

N 5 -Fv des cartes géologiques- est encore mieux située. Assez facile à suivre tout au long du cours de l'Allier entre Issoire et Vichy, elle est composée de plusieurs niveaux, faiblement étagés les uns par rapport aux autres, qui sont apparus entre 0,9 M.A. et 0,7 M.A. (fig. 104 A). Elle contient à Issoire une faune à *Hippopotamus major* caractéristique de la zone MN 20 -Ménapien-.

En fonction de ces données, l'essentiel du jeu de la flexure, qui a contribué à soulever la région de la Grande Limagne et le socle au début de la deuxième étape de l'épeirogenèse, doit être placé entre 1,6 M.A. et 1,3 M.A.. Le mouvement s'est ensuite poursuivi, mais il a concerné aussi la cuvette bourbonnaise.

Pour nous résumer, le Bourbonnais a été affecté par des mouvements différentiels qui l'ont maintenu en position basse par rapport au premier temps de l'épeirogenèse. Cette première étape semble cependant avoir eu des effets assez limités sur le pourtour immédiat du bassin, sauf du côté du Morvan. L'affaissement du plancher s'est réalisé au Pliocène supérieur -du Reuvérien terminal à la fin du Prétiglien-.

Assez longtemps après l'arrêt de la subsidence, des mouvements épeirogéniques se sont à nouveau produits. Pendant l'Eburonien, le phénomène n'a pas concerné le Bourbonnais, d'où le jeu des accidents bordiers -failles ou flexures, voir page 90- ; l'encaissement de l'Allier et de la Loire dans la sédimentation pliocène n'a débuté qu'ensuite, soit dans le dernier million d'années.

- Les cuvettes du Cher et de l'Aumance :

A l'Ouest du Bourbonnais, on retrouve dans deux petits bassins de taille réduite des formations qui s'apparentent à celles qui viennent d'être étudiées. Leur délimitation exacte est, cependant, beaucoup moins facile en raison de leur faible épaisseur, au plus une vingtaine de mètres, et de leur faciès, souvent très proche de celui des dépôts paléogènes. Une analyse régionale permet de les reconnaître dans deux aires distinctes, d'une part autour de Cosne-d'Allier, d'autre part autour de Saulzais-le-Potier. L'idée vient tout naturellement que ces nappes aient primitivement appartenu à une seule et même vaste unité déposée autour du point de confluence de trois cours d'eau : Arnon, Cher et Aumance. Elle mérite cependant d'être discutée.

La connaissance de ces matériaux, longtemps ignorés, doit beaucoup aux actuels levés des cartes géologiques au 50.000^{ème} -travaux de M. TURLAND- et à la récente thèse de A. LESVIGNES [1981]. On peut désormais les décrire et les localiser dans l'espace ; mais il reste à les situer dans le temps.

Un premier élément de réponse vient d'être apporté par J. TOURENQ et M. TURLAND [1982] qui ont identifié dans les sédiments de Cosne-d'Allier des minéraux volcaniques -zircons- qu'ils ont attribué aux éruptions des "ponces et cinérites" des Monts Dore. Sur cette base ils les ont mis en parallèle avec les "Sables et Argiles du Bourbonnais" et ont proposé pour les uns et pour les autres un âge de 2,7 M.A. "en accord avec les recherches radiochronologiques poursuivies par les chercheurs clermontois", ajoutant le qualificatif de "prétiglien" pour désigner le niveau stratigraphique où tous ces dépôts devraient être placés. Si le dernier terme choisi ne convient pas, puisque le Prétiglien est bien calé entre 2,4 et 2,1 M.A., du Nord -travaux de W. H. ZAGWIJN- au Sud -travaux de J. P. SUC- de l'Europe occidentale, le reste des propositions constitue un premier et important jalon. Pour J. TOURENQ et M. TURLAND, le dépôt des sables argileux de l'Aumance serait contemporain de l'épisode majeur du volcanisme montdorien : l'émission de la "Grande Nappe" de ponces fibreuses dont l'âge est actuellement situé entre 2,6 et 2,5 M.A.. Il faudrait cependant être certain que ces zircons n'ont pas pu être apportés par un autre épisode ponceux -les éruptions des Monts Dore en ont expulsé jusqu'au Quaternaire moyen- et surtout connaître avec précision les autres minéraux lourds volcaniques qui les accompagnent. Nous avons vu que les nappes à galets inférieures du Bourbonnais en contiennent en association avec du sphène et de la hornblende ; or ni l'un ni l'autre de ces minéraux ne semblent présents dans la région de Cosne. Un certain nombre d'incertitudes demeurent donc. L'analyse sédimentologique précise des formations du bassin de Montluçon fournie par A. LESVIGNES [1981], en apportant d'autres observations, a au demeurant un peu plus compliqué les choses.

Une des originalités des sables et cailloutis de la cuvette du Cher est de présenter une organisation en deux unités distinctes sur certaines coupes. Bien que la superposition n'y soit pas aussi systématique que pour les alluvions hautes de la Vienne -les coupes importantes, traversant la nappe, y sont très rares-, on est étonné de découvrir ici une disposition plutôt inverse de celle du Bourbonnais avec, à la base, une série inférieure sableuse de couleur saumon et, au sommet, un niveau riche en cailloux siliceux. Le cortège minéralogique de la fraction lourde des deux unités est très proche : il est "écrasé" par la présence des ubiquistes résistants, avec toujours de très fortes concentrations -15 à 40 %- en anatase, oxyde de titane lui-même abondant dans les altérites développées sur les plateaux métamorphiques des environs. Ces observations permettent de supposer une alimentation des sédiments à relativement faible distance. G. LATREILLE n'a nulle part identifié de minéraux lourds volcaniques dans les nombreux échantillons que lui a fournis A. LESVIGNES. En revanche, des zircons, d'origine volcanique probable en raison de leur taille, ont été repérés dans les alluvions de la plus haute terrasse du Cher -40 à 50 mètres d'altitude relative- dans la région de Montluçon. Il est délicat d'établir des corrélations directes entre le niveau alluvial en question et les sables à cailloutis quartzeux de Saulzais-le-Potier, la haute terrasse n'étant plus représentée, au Nord de Reugny, que par des lambeaux dont on peut toujours discuter l'attribution -voir ci-dessous-. La sédimentologie très différente des alluvions du Cher -beaucoup plus riche en minéraux fragiles- écarte en apparence toute possibilité d'un âge contemporain ; mais il existe aussi le risque d'apports à partir de régions au substratum différent, les sables de Saulzais constituant des alluvions anciennes de l'Arnon reprises à des terrains métamorphiques micaschisteux et la nappe du Cher provenant d'altérites granitiques. Le principal argument pour distinguer les sables de Saulzais et la haute terrasse de Montluçon me semble finalement être constitué par l'absence des zircons volcaniques dans les seconds : on ne comprendrait pas en effet pourquoi une alimentation directe par voie éolienne se serait arrêtée en quelques kilomètres... d'autant plus qu'on retrouve ces zircons autour de Cosne-d'Allier à la même latitude que les affleurements les plus méridionaux des sables de Saulzais. J'adopterai ici l'hypothèse suivante : les sables de Saulzais datent du Pliocène supérieur ou/et du Pléistocène ancien ; ils sont antérieurs à la haute terrasse du Cher et aux alluvions de la cuvette de l'Aumance à zircons volcaniques, les uns et les autres étant de la fin du Quaternaire ancien.

Peut-on admettre qu'à Cosne-d'Allier une formation au faciès très évolué, proche de ce point de vue des terrains paléogènes, date en réalité du Pléistocène ? L'hypothèse paraîtra sans doute osée à tous ceux qui connaissent cette région et son substratum ; je tenterai néanmoins de l'argumenter. En effet, si l'on doit convenir que le seul point commun entre les alluvions du Cher et les sables argileux de Cosne, à savoir la

présence de zircons volcaniques, est une preuve matérielle discutable -j'ai moi-même fait remarquer qu'il y a presque certainement eu plusieurs éruptions susceptibles d'alimenter la sédimentation régionale-, il existe plusieurs autres raisons de croire à une telle éventualité.

- Dans la cuvette de Cosne où la vague d'incision est toute récente, les nappes alluviales ont eu tendance à se recouvrir les unes les autres depuis... la fin du cycle hercynien ! Une nappe alluviale de physionomie classique, donnée pour quaternaire par M. TURLAND, est bien présente ; elle date même des derniers temps glaciaires et vraisemblablement du Würm [J. TOURENQ et M. TURLAND, 1982, p. 394], en raison de la présence de minéraux lourds volcaniques de la chaîne des Puys. On est ainsi assuré qu'aucun encaissement du réseau hydrographique ne s'est produit dans la cuvette de Cosne avant une date très récente. On comprend, du coup, comment le colluvionnement entraîné par les premières phases très froides du Quaternaire a pu mobiliser un matériel fortement évolué, formé par de vieilles altérites, voire des sédiments paléogènes disséminés à la surface de la *Primärrumpf* alpine. L'hypothèse d'un faciès bien particulier des alluvions d'âge quaternaire devient alors plus facile à concevoir.

- Dans la région de Montluçon, la disposition de la topographie semble avoir connu un profond changement entre le dépôt des sables de Saulzais-le-Potier et la mise en place de la plus haute des nappes alluviales du Cher. La localisation des sédiments dans des positions très différentes le prouve : tandis que les sables et cailloutis de Saulzais recouvrent les interfluves, les alluvions de Montluçon jalonnent une première étape dans l'incision du réseau hydrographique ; mieux, on a la preuve que la cuvette de Saulzais ne fonctionnait plus à l'époque de l'alluvionnement du Cher. La terrasse devrait en effet s'élargir en direction du Nord et de la zone de subsidence, alors que c'est l'inverse qui se produit. A. LESVIGNES a proposé une reconstitution des niveaux dans laquelle deux ou trois lambeaux d'alluvions repérés à proximité de la confluence entre la Queugne et le Cher représenteraient les témoins plus septentrionaux de la haute terrasse [1981, p. 166] ; ceux-ci sont établis une trentaine de mètres sous les interfluves couronnés par les sables et cailloutis. On ne dispose malheureusement pas d'analyses sédimentologiques, susceptibles d'authentifier l'hypothèse par la présence de zircons volcaniques. Dans la mesure où ces observations seraient exactes, il faudrait en déduire que la seconde étape de l'épeirogenèse -partout postérieure à 1,5 M.A.- avait débuté avant que la nappe supérieure du Cher ne se dépose.

Ainsi, l'adoption d'un âge quaternaire ancien terminal pour les alluvions à zircons volcaniques du Cher paraît bien s'accorder avec la chronologie de la tectonique, telle que l'analyse du Bourbonnais a permis de l'établir. Le soulèvement de la partie septentrionale des Limagnes est resté très faible jusque vers 1 M.A., c'est-à-dire presque jusqu'à la fin du Quaternaire inférieur. Le jeu de la faille du Cher aurait commencé à cette époque, maintenant en position basse l'ancien bassin paléogène de Montluçon, alors que les plateaux de l'Aumance et leurs placages sédimentaires de la première moitié du Tertiaire -preuves de leur appartenance à la *Primärrumpf* alpine- étaient soulevés. Le profil en long des affluents de rive droite du Cher et le découpage de leur bassin-versant témoignent à mon avis d'un exercice très récent de la tectonique [A. LE GRIEL, 1981, p. 33]. La cuvette de Cosne-d'Allier, au milieu du bloc soulevé, a été maintenue en position basse par des mouvements en creux relatifs ; seule la dernière partie de l'épeirogenèse au Quaternaire supérieur l'a affectée. Le passage de l'Aumance en direction du Nord-Ouest est antécédent aux déformations quaternaires. Du reste, à bien considérer la morphologie de la région de Hérisson, il semble que l'on puisse y reconnaître deux formes emboîtées l'une dans l'autre. Un couloir, large de trois ou quatre kilomètres et profond d'une cinquantaine de mètres, correspond pour moi à la vallée creusée lors des mouvements du sol pliocènes et au moment de l'apparition de la cuvette de Saulzais-le-Potier. En contrebas de ce couloir, l'étroite entaille formée par la rivière, lorsque la cuvette de Cosne a fini par suivre le bloc de l'Aumance dans son ascension, date de seulement quelques centaines de milliers d'années. Si cette interprétation est correcte, il n'y aurait donc pas eu synchronisme entre la constitution des cuvettes de Saulzais et de Cosne.

Avant d'abandonner l'étude du comportement tectonique de ce secteur, je ferai une dernière et importante remarque : il existe à mon avis de larges écarts dans l'âge des différents reliefs régionaux, même si ceux-ci ont des dénivellations peu accusées. Le cas de la "côte" de S^t-Amand-Mont-Rond mérite de ce point de vue de retenir l'attention. Dans le Livre I, les hauteurs orientées Ouest-Est, qui rythment la topographie du bassin de Paris méridional, avaient été mises en parallèle avec les formes d'orientation semblable présentes dans le socle : crête d'Aigurande ou monts de la Marche -voir pages 34 et 35-. Or les "reliefs" du Limousin appartiennent, d'après ce qui a été dit auparavant, aux déformations de la première génération, celles du Miocène supérieur. Doit-on penser que les collines berrichonnes ou sancerroises sont de même âge ? L'observation, faite à plusieurs reprises, d'une sorte de migration dans l'espace de l'onde tectonique -le soulèvement de la "Montagne" limousine semble par exemple légèrement décalé dans le temps par rapport aux monts de la Marche- laisse entière la possibilité d'un âge un peu plus récent -pliocène inférieur ?-. L'étude réalisée par A. LESVIGNES de la région de S^t-Amand-Mont-Rond conduit d'ailleurs à l'idée d'une mise en place par étapes du bombement, mais avec une origine assez ancienne. On peut soupçonner ce fait à partir de la position occupée par l'aval des sédiments de Saulzais au passage du relief. A. LESVIGNES a montré l'existence des sables ayant tous les caractères de ceux de la cuvette de Saulzais au-dessus de l'abbaye de Noirlac, sur un replat très nettement entaillé dans le flanc occidental du relief qui domine S^t-Amand. L'est, par conséquent, acquis que le bombement existait au moment du dépôt de la nappe, c'est-à-dire au Pliocène supérieur et/ou au Pléistocène ancien. L'altitude subhorizontale de la base de la nappe au niveau de l'exutoire aval de la cuvette montre, cependant, un léger rejeu du bombement postérieur au dépôt et datant selon toute vraisemblance des mouvements épeirogéniques quaternaires.

En conclusion de l'étude des cuvettes de sédimentation plio-quadernaire du Nord du Massif Central, il faut souligner, en dépit des incertitudes qui demeurent sur l'évolution des plus occidentales, l'intérêt qu'elles présentent pour l'analyse du comportement tectonique du socle. Aux relations entre elles, déjà soulignées, dans la distribution spatiale des fossés -alignement le long de la zone transformante, taille décroissante et subsidence de plus en plus modeste d'Est en Ouest- il faut maintenant ajouter un dernier élément : une sédimentation dans une période voisine pouvant coïncider très exactement -sauf pour la cuvette de Cosne-d'Allier- avec une phase d'arrêt dans l'épeirogenèse.

2°) LES FOSSES DE L'INTERIEUR DU MASSIF CENTRAL :

En amont des trois structures dont il vient d'être question, on trouve de nombreuses autres dépressions qui ont évolué de manière assez semblable ; certaines ont aussi conservé des accumulations sédimentaires, d'autres non. Nous étudierons principalement celles qui se développent le long de l'Allier et de la Loire. C'est essentiellement par l'étude des diverses nappes alluviales qu'elles contiennent qu'il est possible de reconstituer l'histoire tectonique fini-tertiaire de ces fossés.

- Les fossés de la Loire :

Toute une série de régions adjacentes à la cuvette bourbonnaise n'ont pas subi les effets de la première étape de l'épeirogenèse et sont restées en contrebas des plateaux inférieurs (fig. 102). Elles correspondent aujourd'hui à d'étroits fossés occupés par d'importants axes de drainage : Aron, Arroux, Bourbince. Le Roannais constitue cependant une unité de beaucoup plus grande taille dont il est indispensable de connaître l'évolution. Malgré l'abondance des alluvions plio-quadernaires qui en jalonnent la topographie, il est encore délicat de proposer un calendrier des événements en raison du manque de repère chronologique.

La base de la formation du Bourbonnais, bien repérée grâce aux sondages de la COGEMA, se situe vers 270-280 mètres en rive gauche de la Loire. Au Sud de la faille de l'Arconce [G. LATREILLE et A. LE GRIEL, 1980], elle prend rapidement de l'altitude : elle se trouve à la cote 296 à l'Ouest de Marcigny, et à 335 mètres au sondage CGM 5, au Sud-Ouest de Melay ; le mur des Sables et Argiles du Bourbonnais semble plafonner, à partir de là, vers 340 mètres.

La première question à résoudre dans ce secteur est de déterminer les relations qui ont existé entre l'accumulation pliocène et le bombement du Brionnais, responsable du brusque relèvement de la base de l'accumulation et du tracé épigénique de la Loire. On a bien l'impression que la situation du fleuve et le soulèvement du Brionnais sont postérieurs au dépôt de la nappe. En fait, la réalité se révèle nettement plus compliquée.

Une haute nappe d'alluvions, caractérisée dans la fraction lourde de ses sables par une forte représentation du sphène [G. LATREILLE et A. LE GRIEL, 1980], s'inscrit vers 300 mètres d'altitude dans le défilé de la Loire. Contenant des phonolites amenées du Velay, ces alluvions sont l'indice certain du passage de la Loire et de l'organisation de son bassin-versant. Or ce matériel, encaissé dans le bombement du Brionnais en une haute terrasse et dominé par les sables à cailloutis siliceux du bois de la Briquelandière, se retrouve en aval sous la masse des Sables et Argiles du Bourbonnais. Dans l'article de 1980, l'idée de la postériorité de cette haute terrasse par rapport à la masse du remblaiement avait été adoptée. Depuis cette étude, d'autres résultats et surtout l'analyse de la situation dans la cuvette bourbonnaise m'ont conduit à adopter une position différente : les alluvions à sphènes du Roannais sont les équivalents de la nappe de l'Allier, visibles depuis Randan au Sud jusqu'au fossé de l'Aubois ; elles sont immédiatement antérieures au "niveau à pollens" et datent du Reuvérien supérieur ; elles ont été alimentées en minéraux lourds volcaniques par l'éruption de la "Grande Nappe" dont les sphènes ont été dispersés au moins jusque'en Bresse.

Les conclusions à tirer de l'âge pliocène supérieur de la haute terrasse de Roanne sont au nombre de trois.

- Le bombement du Brionnais est antérieur au dépôt des Sables et Argiles du Bourbonnais, il s'est réalisé au cours du Pliocène -moyen ?- et appartient à la première étape de l'épeirogenèse, celle contemporaine des mouvements différentiels du Charollais et de la Bourgogne -voir pages 492 et 493-.

- Antérieurement à la phase de sédimentation fini-pliocène, des matériaux d'un type voisin s'étaient accumulés en Roannais. Les sables et cailloutis visibles au bois de la Briquelandière ont en effet été affectés par le bombement puisque leur base est aujourd'hui située au-dessus de la nappe à sphènes. Ils datent vraisemblablement du Pliocène inférieur, mais un âge miocène ne peut pas être exclu.

- Postérieurement au Pliocène supérieur, la région de Roanne a connu un très faible soulèvement puisque la nappe à sphènes reuvérienne est à seulement 35 mètres d'altitude relative au-dessus du lit majeur actuel.

Les enseignements apportés par l'étude de la "plaine" du Forez confirment tout à fait les remarques précédentes. Avec des altitudes culminantes comprises entre 500 mètres -niveau maximum atteint par la sédimentation tertiaire sous les appareils volcaniques miocènes [A. LE GRIEL, 1984, pp. 170 à 172]- et 400 mètres -plus hautes buttes taillées dans le sédimentaire au Nord-Est-, elle est, à latitude égale, nettement plus basse que la Grande Limagne -700 à 500 mètres-. Le jeu récent des accidents limitrophes du Forez lui a évité au maximum les effets de l'épeirogenèse. Il n'y a pas eu de véritable subsidence en Forez à la fin du

Pliocène ; pourtant un lambeau de nappe alluviale que l'on peut attribuer à cette époque existe au centre du bassin (fig. 107 A), à proximité de la confluence Loire-Lignon [A. LE GRIEL, 1975, p. 35]. Epais d'une dizaine de mètres et reposant sur le substratum oligocène vers 380 mètres d'altitude, il s'est déposé selon toute vraisemblance dans une légère entaille, inscrite de quelque dix ou vingt mètres dans le plancher de la *Primärrumpf* alpine [A. LE GRIEL, 1984, p. 172]. L'hypothèse avancée au sujet de l'âge de ces alluvions repose sur la pétrographie de leur fraction grossière, dominée par les cailloutis siliceux accompagnés à la base par de rares galets cristallins, et la minéralogie des sables. Des minéraux volcaniques sont présents dans la fraction lourde : le sphène accompagne les horizons inférieurs, l'augite apparaît dans le haut de l'accumulation -analyses R. ETIENNE et G. LATREILLE-. En fonction de la position altimétrique des alluvions et des caractéristiques de son matériel, j'attribuerai le dépôt à la période de changement dans l'activité volcanique des Monts Dore, un peu avant 2 M.A., c'est-à-dire au Tiglien.

La localisation des nappes alluviales dans le fossé de Montbrison (fig. 107 A) amène à s'interroger sur le mouvement de bascule ouest-est qui a conduit le système alluvial de la Loire à se construire uniquement dans la moitié orientale de la "plaine". Ces déformations que l'on retrouve, avec les mêmes orientations mais des valeurs encore plus fortes, dans la Grande Limagne, sont à mon sens une conséquence de l'épeirogenèse et principalement de sa première étape, au Pliocène. La démonstration du fait n'est pas très difficile à établir en Forez. Une des originalités des escaliers de terrasses de la Loire ou de ses affluents est d'être très limités dans leur développement en hauteur [A. LE GRIEL, 1975] : à l'exception du lambeau dont il vient d'être question, les terrasses les plus élevées ne dépassent pas une quarantaine de mètres d'altitude relative. Ces hauts niveaux ont, nous allons le voir, de bonnes chances de s'être constitués à la fin du Quaternaire ancien, c'est-à-dire au début de la seconde phase épeirogénique ; or leur position par rapport aux jalons de la *Primärrumpf* est très différente à l'Ouest et à l'Est. Au pied des monts du Forez, la haute terrasse du Lignon est inscrite d'une centaine de mètres en contrebas des buttes sédimentaires les plus élevées, dont la plupart sont recouvertes par des cailloutis quartzeux correspondant au nettoyage du horst forézien avant le début de l'incision de la *Primärrumpf* alpine dans cette partie du fossé [A. LE GRIEL, 1975, 1984]. Au centre de la plaine, les alluvions anciennes de Poncins sont encaissées de 15 à 20 mètres par rapport à l'altitude que l'on peut envisager pour la *Primärrumpf* tandis que la haute terrasse l'est d'une quarantaine de mètres. On peut à partir de là penser qu'une soixantaine de mètres dans le mouvement de bascule ouest-est qui affecte la plaine date d'avant la fin du Pliocène. Ce mouvement représente un écho affaibli de la première étape de l'épeirogenèse et du soulèvement des "bas" plateaux ceinturant les horsts miocènes : les accidents limitrophes du bassin ont stoppé l'essentiel de l'onde épeirogénique, mais de façon diverse et plus ou moins efficace (fig. 107 A). C'est ainsi que le plongement se fait par des flexures de valeurs très irrégulières au Nord, au Sud et à l'Ouest où des failles de faible rejet ont aussi fonctionné ; au contraire, sur la bordure orientale, des failles de rejet beaucoup plus fort se sont créées. Cette dissymétrie doit être d'après moi mise en relation avec le basculement de la *Primärrumpf* dans le bassin. Le dépôt du plus haut niveau quaternaire de la Loire, au bas de l'escarpement délimitant les monts du Lyonnais, est un indice certain d'une très légère accentuation du basculement au tout début de la seconde étape de l'épeirogenèse.

Sans pouvoir en apporter de preuves paléontologiques décisives, il m'apparaît aujourd'hui que le système des terrasses présente le long des principaux cours d'eau foréziens, Loire, Lignon, Aix (fig. 107 A), s'est mis en place dans le dernier million d'années. Un premier argument tient à l'origine de la brutale libération d'une masse d'altérite suffisamment importante pour s'être traduite par des apports excédant la possibilité de transport de la plupart des grandes rivières du Massif Central : la haute terrasse de la Loire, après reconstitution générale des systèmes alluviaux sur le socle, semble correspondre à la plus haute terrasse du Cher dans le fossé de Montluçon et, surtout, au premier niveau qui accompagne de manière continue le cours de l'Allier. Les liens de ce phénomène avec un changement fondamental dans le contexte climatique du Massif Central sera évoqué plus loin -voir page 545 et suivantes-. Le second argument, le plus fort, est de nature sédimentologique. R. ETIENNE a très récemment accepté de poursuivre, pour le Forez, les recherches sur les minéraux lourds des terrasses de la Loire qu'avait entreprises G. LATREILLE, les premiers résultats obtenus sont déjà significatifs. Travaillant sur des échantillons prélevés sur sondage et sur coupe de bas en haut de la nappe de Veauche (fig. 107 A et B), il a reconnu, parmi les minéraux lourds volcaniques, une domination tour à tour de l'augite ou du sphène, variable d'un endroit à l'autre et d'un horizon à l'autre. Or, sur l'Allier, on ne retrouve à ma connaissance cet amalgame assez particulier qu'à l'occasion d'un épisode volcanique bien précis, celui qui a provoqué la coulée de ponce trachytique de Neschers et les alluvions ponceuses qui lui sont associées le long de la Couze Pavin. Si l'on joint la présence en proportion assez importante de l'apatite -20 à 15 % dans les alluvions foréziennes- qui est également abondante dans les alluvions ponceuses, il y a à mon avis de fortes chances pour qu'il y ait eu synchronisme entre le dépôt de la haute terrasse du Forez et les manifestations volcaniques des Monts Dore. La coulée de ponce de Neschers peut être située aux environs de 0,8 M.A. $-0,83 \pm 0,04$ M.A. par traces de fission sur apatite et $0,75 \pm 0,005$ M.A. par traces de fission sur sphène, M. H. LY *et alii*, 1982, p. 419-. Cette terrasse serait contemporaine de la fin du complexe des nappes ménapiennes -N 5, Fv des cartes géologiques au 50.000^{ème}, voir page 547-.

On constate, le long de la Loire forézienne, une disparition des plus hautes nappes vers l'aval (fig. 107 A). Une coupe de leur profil en long (fig. 107 B) montre, d'autre part, que l'altitude de toutes les terrasses augmente en direction du Nord. Il se produit même un phénomène de dédoublement de certaines nappes. Ces anomalies s'expliquent par une tendance au soulèvement de la partie nord de la "plaine", sans doute en liaison avec des rejeux au niveau du seuil de Neulise. On doit, du reste, rapprocher l'organisation dans l'espace du système de la Loire de celui de ses deux affluents principaux ; on voit sur la figure 107 A le caractère

dissymétrique des escaliers de terrasses de l'Aix et du Lignon : depuis le dépôt des hautes terrasses, les cours d'eau se sont déplacés vers le Sud, chassés par le mouvement de bascule méridien de la seconde partie du Quaternaire.

En résumé, l'évolution tectonique du fossé de Montbrison au Tertiaire supérieur et au Quaternaire a été la suivante.

- De forts rejeux des accidents bordiers, au cours des mouvements épeirogéniques qui ont soulevé les "bas" plateaux environnants, ont permis au Forez, malgré une surrection de 200 à 300 mètres du socle, de ne pas connaître de déformations notables, sauf un basculement ouest-est d'une valeur légèrement inférieure à une centaine de mètres. Celui-ci a été responsable d'une reprise d'érosion à travers toute la moitié occidentale de la plaine -mise en relief des buttes volcaniques-.

- Après la pause du Pliocène supérieur, qui a vu une mince nappe alluviale se mettre en place dans l'axe de la "plaine", un dernier rejeu de l'inclinaison ouest-est a rejeté la Loire au pied de l'escarpe orientale. Un système de terrasses correspondant aux grandes phases froides quaternaires s'est alors organisé ; sa disposition présente indique une participation du Forez assez limitée à l'épeirogenèse générale, mais elle montre également que celle-ci a été plus forte au Nord qu'au sud du bassin.

En amont du Forez, les secteurs qui ont fonctionné en creux relatifs au cours de la crise "pliocène" ne sont pas nombreux et surtout très peu étendus : il s'agit des bassins de Bas-Monistrol, de l'Emblavès et du Puy.

Au-delà du large seuil du Pertuiset, le fossé de Bas-en-Basset est très nettement affaissé par rapport aux plateaux de Craponne ou d'Yssingaux, mais profondément disséqué par la Loire, on pourrait le croire largement exhumé par l'érosion différentielle. Celle-ci est bien intervenue ; son action a malgré tout été limitée. A l'occasion de l'analyse menée sur l'épaisseur des terrains paléogènes -voir page 377 et figure 78 B- j'ai déjà largement anticipé sur les considérations qui doivent être développées ici. Les sédiments qui se sont accumulés dans la dépression n'ont pas dépassé 150 mètres ; on peut ainsi mesurer l'ampleur du rejeu post-miocène des failles latérales (extrémité septentrionale de la fig. 78 B). Par rapport au plateau de Craponne, l'effondrement de la *Primärrumpf* a été de 250 à 300 mètres, tandis que des accidents répartis sur un plus grand espace -failles de Monistrol et de St-Didier-, ont créé une dénivellation semblable du côté du Vivarais. On peut en effet situer, sur l'emplacement du fossé, la topographie d'érosion fondamentale de l'aube du Miocène supérieur vers l'altitude actuelle 600-650 mètres. Partout où elle reposait sur les sédiments paléogènes, la *Primärrumpf* a disparu ; elle n'a été conservée qu'à l'aval du bassin, sur les terrains granitiques du début du seuil du Pertuiset -butte de Liort au Nord de Monistrol, et de Mayol en rive gauche de la Loire-. Comme, en aval, la partie la plus haute du seuil, le plateau d'Aurec, atteint 660-700 mètres, il est certain que la section de la Loire traversant cette topographie est antécédente.

Toutes les déformations dont il vient d'être question sont apparues au Pliocène ou au Quaternaire. Concernant pour l'essentiel les plateaux périphériques aux horsts miocènes, on serait tenté de leur attribuer un âge pliocène inférieur ; l'importance des déformations connues par la région au Quaternaire -voir page 489- doit néanmoins inciter à la prudence. La distribution des nappes dans le fossé de Bas -fig. 36 H- montre l'existence de quatre niveaux répartis sur une hauteur relative de 100 mètres. La situation est donc très différente de celle constatée immédiatement en aval du seuil du Pertuiset, dans le Forez. Je ne possède pas pour l'instant de critère de datation déterminant, susceptible de me permettre de placer ces différents dépôts dans la stratigraphie. Plusieurs observations méritent pourtant d'être rapportées.

- La plus haute nappe a été repérée vers 550 mètres, au Sud de Bas, et à 520 mètres, au Nord du fossé, à proximité de Bruailles. Elle est encaissée d'environ 70 à 80 mètres sous le niveau de la *Primärrumpf*, ce qui donne une idée précise de la valeur du soulèvement de la région avant son dépôt. L'originalité du matériel alluvial visible ici est, en dehors de l'état d'altération assez avancé des galets, de posséder uniquement des roches volcaniques du type phonolite. La conclusion à en tirer est simple : les alluvions sont très certainement antérieures aux émissions basaltiques du Devès. Je crois qu'on peut leur attribuer un âge pliocène supérieur.

- Les trois autres nappes n'offrent pas de différence fondamentale, ni par la pétrographie, ni par l'état d'altération du matériel, avec celles de la "plaine" du Forez. Je les daterai de la deuxième moitié du Quaternaire. Le niveau de 60 mètres d'altitude relative me paraît ainsi être l'équivalent de la terrasse forézienne de Veauche, placée quant à elle trente mètres au-dessus du lit majeur. Si une telle correspondance est bien exacte, la démonstration d'un soulèvement, quaternaire moyen ou supérieur, de plusieurs dizaines de mètres du fossé de Bas par rapport à celui de Montbrison serait réalisée.

Sur ces bases, un bilan est facile à dresser : un soulèvement de près d'une cinquantaine de mètres du fossé de Bas par rapport à la partie orientale du bassin de Montbrison remonterait à la phase pliocène de l'épeirogenèse -différence de l'encaissement des alluvions fini-pliocènes dans la *Primärrumpf*, la surrection de la région de Bas paraît avoir été identique à celle connue par la bordure occidentale du Forez-. Les mouvements relatifs des deux secteurs, au Quaternaire, se seraient limités à un exhaussement d'une trentaine de mètres en regard du Forez méridional, moins par rapport au Nord de la "plaine", si l'on tient compte du basculement qui s'est produit alors.

Cette relative modestie des dénivellations, de part et d'autre du seuil du Pertuiset au Quaternaire, appelle un commentaire. Nous avons vu que l'ampleur de la surrection dans la région du Puy se chiffrait en centaines de mètres. Parce que j'ai étendu ce phénomène à un espace comprenant tout le massif

granitique du Velay, je pense que l'on doit expliquer le fait par un rejeu quaternaire des failles bordières du fossé : les plateaux se sont soulevés tout autour du secteur, tandis que la zone primitivement effondrée au Paléogène et le seuil du Pertuiset ne bougeaient pas, ou beaucoup moins.

Au Sud de Bas, il est pratiquement impossible de reconnaître aujourd'hui la position des accidents qui ont assuré l'indépendance du fossé par rapport au bombement la Madeleine-Roche-en-Régnier. L'importance de l'érosion différentielle dans les sédiments tendres du Paléogène, mais aussi l'exercice des déformations "pliocènes" en sens inverse d'anciens accidents paléogènes (fig. 78 B), interdisent aujourd'hui d'identifier leur nature et de les localiser. Cette situation ne se retrouve pas de l'autre côté du bombement, au-dessus de l'Emblavès où les appareils volcaniques du Miocène supérieur ont considérablement réduit le travail de l'érosion différentielle.

Entre le bombement de Roche-en-Régnier et le demi-horst de Chaspinhac, l'Emblavès est un autre compartiment qui s'est affaissé [A. LE GRIEL, 1981, p. 34]. Le problème essentiel est, une nouvelle fois, de retrouver la position donnée à la *Primärrumpf* alpine par les mouvements "pliocènes", donc d'estimer l'intervention de ces derniers dans la topographie. Comme je l'ai déjà plusieurs fois signalé -voir page 61 et page 376- les plus intéressants renseignements sont fournis par la situation topographique des appareils volcaniques et des coulées. Une sérieuse difficulté provient naturellement d'une possible mise en place des épanchements lors d'épisodes divers. Leur émission a pu se produire à n'importe quel moment des dix derniers millions d'années et, ainsi, occuper un niveau de creusement au-dessous de la *Primärrumpf*. Ce que l'on sait de l'âge du volcanisme et de l'évolution des axes hydrographiques régionaux conduit cependant à se faire une opinion. Pour la plupart, ces laves se sont épanchées avant l'incision du réseau hydrographique. Dans la mesure où elles jalonnent une pente très nette qui affecte le fond du fossé du Sud-Est au Nord-Ouest -voir page 61- suivant la direction présente du drainage local, j'aurai tendance à penser que l'organisation de la topographie actuelle est le résultat de mouvements du sol postérieurs à l'installation des grands axes de l'hydrographie -la Sumène a très nettement établi son cours avant l'apparition de la pente dont il est question, puisque son tracé lui est "indifférent"- et à la mise en place de certaines coulées volcaniques -la direction prise par la coulée du Montchouvet vers l'Est - Nord-Est, perpendiculairement à la ligne de plus grande déclivité actuelle est, sinon une preuve, au moins un indice-. L'affaissement de la partie nord-ouest du fossé de l'Emblavès, en sens inverse du mouvement effectué par le demi-horst de Chaspinhac, me semble contemporain du soulèvement des plateaux périphériques (fig. 78 B). Le bloc de Chaspinhac a en réalité suivi l'épeirogenèse de la partie méridionale du Forez ; la faille de Lavoute marque tout simplement, comme la flexure de Rosières de l'autre côté de l'Emblavès, l'effondrement relatif -c'est-à-dire la non-participation aux déformations épeirogéniques- du fossé.

En raison du court trajet effectué par la Loire à l'intérieur de la dépression -cette dernière est presque recoupée par le fleuve dans sa largeur la plus courte-, le système des terrasses du fleuve n'a pu s'y développer. Le plus haut niveau repéré domine à 600 mètres d'altitude le village de St-Vincent, avec une altitude relative légèrement inférieure à 60 mètres. C'est pour moi l'équivalent de la terrasse forézienne de Veauche, elle occuperait donc ici une situation tout à fait comparable à la sienne dans le fossé de Bas. Comme on retrouve ici également deux terrasses bien marquées entre le niveau de 60 mètres et la nappe du lit majeur, l'identité des phénomènes tectoniques connus par les deux fossés, de part et d'autre du bombement Roche-en-Régnier-la Madeleine, me paraît très vraisemblable : ils ont dû évoluer de manière synchrone au cours de la crise "pliocène", avec des affaissements relatifs lors des deux étapes de l'épeirogenèse, les mouvements quaternaires n'étant pas négligeables.

Il est bien entendu inutile de revenir longuement sur le cas du bassin du Puy déjà évoqué dans le détail à deux reprises -voir pages 487 à 489 et pages 505 à 508-. A titre de résumé, je rappellerai que l'intégralité du creusement de la vallée de la Loire par rapport aux nappes de basalte épanchées par-dessus l'importante accumulation des sédiments "villafranchiens" est postérieure à 1,5 M.A. On a la preuve, dans cette région, que le bassin a suivi dans leur surrection les plateaux granitiques environnants : il n'y a pas eu rejeu des accidents limitrophes du bassin dans la deuxième moitié du Quaternaire, ou alors sous une forme très limitée. Ces rejeux se sont en revanche produits de façon certaine au moment de l'accumulation des dépôts, à la fin du Pliocène et au début du Quaternaire, c'est-à-dire très peu de temps avant et pendant la première phase d'émission des basaltes du Devès. L'accentuation de la flexure qui marque le revers du demi-horst de Chaspinhac -fig. 78 B et 98 A- s'est alors réalisée, provoquant le basculement de la Chaux du Monteil. Il est difficile de savoir si les escarpements de faille limitant le Devès à l'Ouest du bassin ont aussi participé aux mouvements. Je ne crois pas, néanmoins, que d'importantes déformations positives soient apparues à ce moment-là, puisque partout ailleurs dans le Massif Central et sur sa périphérie l'épeirogenèse a marqué un temps d'arrêt, de véritables mouvements négatifs paraissant être les uniques responsables des phénomènes d'accumulation de la limite Pliocène-Quaternaire.

En fonction de l'ampleur des transformations opérées par la tectonique et par le volcanisme depuis la fin du Pliocène, il est bien délicat de savoir de quelle façon le bassin du Puy a évolué au cours de la première partie de l'épeirogenèse. L'étude détaillée des contacts entre les terrains paléogènes, les sédiments "villafranchiens" et les laves, semble indiquer une reprise d'érosion au cours du Pliocène inférieur. Il est impossible de préciser son ampleur du fait des mouvements du sol postérieurs qui peuvent considérablement fausser les estimations. On doit se contenter d'admettre que le bassin du Puy a participé, comme l'Emblavès et le fossé de Bas-Monistrol, à la première phase de l'épeirogenèse.

- Les Limagnes de l'Allier :

Le long de l'Allier, l'apparition de la topographie en creux du système des Limagnes n'a pas été moins compliquée ; nous analyserons les cas régionaux en descendant le cours de la rivière, de manière à repartir du secteur dont il vient d'être question.

En dehors du petit fossé paléogène de Naussac, dégagé par l'érosion différentielle de ses dépôts sédimentaires, le haut bassin de l'Allier est marqué par la présence d'étroites dépressions. Les régions d'Alleyras et de Monistrol-d'Allier correspondent ainsi sans aucun doute à de petits blocs qui ont moins réagi à l'épeirogenèse et sont restés en contrebas des plateaux. En aval de Prades, ce qui était l'exception va devenir la règle.

Malgré l'absence actuelle de témoins d'une sédimentation paléogène, si ce n'est dans les environs de Paulhaguet, l'existence d'une vaste dépression topographique, subdivisée en nombreuses sous-unités -dépressions de Prades, de Langeac, de Paulhaguet-, forme un prolongement méridional à la Limagne de Brioude. Sous des faciès variés, accumulation d'argiles sableuses dans les bassins, alluvions grossières à bancs de galets dans la vallée de l'Allier, des matériaux d'âge pliocène supérieur et/ou quaternaire ancien, qui ont été souvent protégés de l'érosion postérieure par des coulées de lave, prouvent aujourd'hui, par leur altitude relative très basse au-dessus de l'Allier -10 à 40 mètres-, que le secteur n'a pratiquement pas été concerné par l'épeirogenèse quaternaire. Il est inutile de décrire dans le détail les nombreux jalons plio-quaternaires, P. BOUT l'ayant déjà fait [1960, pp. 93 à 125]. On doit noter que, mis à part les dépôts de Chilzac et de Blassac, datés par leur faune de Mammifères du Quaternaire ancien, ces matériaux n'ont pas livré de renseignements directs sur leur âge. La répartition de leur dépôt sur toute la durée de la période de "relaxation" entre les deux phases de l'épeirogenèse est très vraisemblable. En dehors des convergences de faciès soulignées par P. BOUT avec les remblaiements "villafrauchiens" du Puy, la présence d'une association de minéraux lourds volcaniques à sphènes et à hornblende dans les dépôts de Frugerolles, au Sud du bassin de Brioude, renforce l'hypothèse d'un âge pliocène supérieur contemporain des éruptions rhyolitiques des Monts Dore entre 3,2 et un peu plus de 2 M.A.. Une tectonique négative synchrone de celle connue par la Bresse, le Bourbonnais ou la région du Puy, a pu affecter alors l'extrémité méridionale des Limagnes. Une bonne partie des dépôts, privée de protection par les laves, a été évacuée par l'érosion postérieure, le réseau hydrographique ayant continué à travailler pendant plus de deux millions d'années dans un plan voisin.

Pour rendre compte de ce phénomène, il faut admettre que la zone étudiée n'a pas été soulevée ou, plutôt, moins soulevée que le socle environnant : des failles ou de fortes flexures ont obligatoirement fonctionné au Quaternaire en limite de l'aire déprimée. Ces déformations sont les exactes répliques de celles déjà reconnues en périphérie de l'Emblavès ou du fossé de Bas. Elles expliquent que l'Allier n'ait creusé son lit que de quelques mètres ou dizaines de mètres pendant le Quaternaire. Il convient enfin de noter que les accidents tectoniques, sans doute très brutaux du côté des bordures latérales ou amont -faille de Prades- le sont beaucoup moins vers l'aval. Le passage au domaine fortement soulevé des Limagnes d'Issoire et de Clermont se fait de manière assez progressive. Dans le bassin de Brioude, on voit tout d'abord les terrasses de l'Allier prendre peu à peu de l'altitude relative, en allant vers le seuil de Brassac-les-Mines. Le niveau situé à une hauteur de 30 mètres au-dessus du lit majeur à Brioude, dépasse 40 mètres à Cohade, tandis que de très hauts niveaux apparaissent. On ne peut pas douter que l'ensemble de la Petite Limagne a toujours connu une forte tendance à la surrection pendant la crise "pliocène", peut-être en liaison avec sa plus grande proximité des bombements volcaniques. La faille de Chambézon, longitudinale au cours inférieur de l'Alagnon -voir page 473-, a participé à ces déformations, au moment de la première étape de l'épeirogenèse, au Pliocène inférieur. Si l'on considère que la nappe alluviale de + 30 mètres à Brioude correspond très vraisemblablement à la terrasse de La Croix-S^t-Antoine ou au niveau qui la domine de peu au-dessus d'Issoire, à une altitude relative de 50 à 60 mètres au-dessus du fleuve -N 5 ou Fv des cartes géologiques-, il faut en déduire un soulèvement de la Petite Limagne par rapport au fossé de Brioude de plusieurs dizaines de mètres dans la seconde moitié du Quaternaire : celui-ci a été de près de 70 mètres depuis la fin du Pliocène, puisque les sables de Frugerolles sont à moins de trente mètres au-dessus du cours de l'Allier, tandis que les alluvions des Etouaires se tiennent à une centaine de mètres.

En amont du seuil de Brassac, le problème paléogéographique le plus délicat à résoudre est toutefois moins celui des modalités quaternaires de la tectonique, bien soulignées par les anomalies de la situation topographique des nappes alluviales pléistocènes, que celui de l'évolution au cours du Pliocène inférieur. Il faudrait pouvoir déterminer dans ce secteur la situation occupée par la *Primärrumpf* alpine à l'issue des mouvements épeirogéniques de la première étape ; or la chose est très difficile en raison du passage de la topographie d'érosion fondamentale sur des sédiments tendres paléogènes et de l'absence des points de repère fournis par le volcanisme. L'érosion différentielle est intervenue, mais l'ampleur de son action est apparemment impossible à évaluer. Les "bas" plateaux cristallins qui encadrent le seuil de Brassac possèdent, sous les derniers appareils volcaniques de la Petite Limagne -Esteil- ou du Cézallier -coulée de Chambézon-, des sédiments paléogènes jusqu'à une altitude de 750 à 780 mètres. En conséquence deux solutions apparaissent.

- Admettre que la première étape de l'épeirogenèse s'est manifestée de manière égale à travers toute la zone étudiée, la *Primärrumpf* étant établie au départ vers 750 à 800 mètres. Une telle hypothèse impliquerait la disparition sur l'emplacement du fossé de Brioude de près de 300 mètres de sédiments, contre 100 à 150 sur les plateaux bordiers latéraux.

- Envisager un soulèvement épeirogénique accompagné de mouvements différentiels, suivant un schéma qui a été démontré dans le Pays des Couzes -voir page 478 et suivantes-. Le bassin de Brioude et ses annexes méridionales auraient ainsi été moins vigoureusement affecté par les déformations, la *Primärrumpf* restant à une altitude impossible à préciser mais comprise entre 500 mètres au Nord et 700 mètres au Sud.

La seconde éventualité me semble de très loin la plus vraisemblable. Un grand pas vers la découverte de la vérité serait fait s'il était possible de dater les alluvions à galets siliceux qui recouvrent la colline du Président sur le horst de Brassac-les-Mines et si l'on pouvait établir clairement les relations qu'elles ont entretenues avec la *Primärrumpf* alpine. Épaisses d'une dizaine de mètres et reposant sur les terrains paléogènes vers la cote 495, elles peuvent constituer la trace d'un ancien passage de l'Allier, avant sa confluence avec l'Alagnon -pas de trace de roche volcanique-, comme des produits accumulés par les cours d'eau latéraux sur la partie la plus basse de la *Primärrumpf*, au moment des mouvements du Pliocène inférieur -malgré de longues recherches, je n'y ai pas trouvé de "chailles", ce qui est curieux pour des alluvions de l'Allier-. Dans la première hypothèse il pourrait s'agir d'un niveau quelconque de creusement dans la masse des terrains sédimentaires ; il resterait toutefois à expliquer comment l'Allier, adapté à cette époque à la structure, en serait venu par la suite à s'encaisser dans des terrains granitiques plus élevés (!). La deuxième hypothèse est donc plus probable ; elle implique que la *Primärrumpf* n'a jamais dépassé 500 mètres dans le secteur, tandis qu'elle était portée postérieurement à 600 mètres dans la région d'Issoire, les altitudes atteintes par le socle vers Auzat-sur-Allier correspondant à la terminaison méridionale de la section épigénique.

Entre Saint-Germain-Lembron et Randan, les appareils volcaniques et les nombreuses nappes alluviales ne laissent aucun doute sur l'évolution tectonique et morphologique des Limagnes. J'ai montré d'abord dans le Livre I -voir pages 92 à 95-, à propos de la région clermontoise, comment on devait admettre que la topographie, jalonnée par les différentes coulées basaltiques miocènes, avait été déformée par la tectonique après l'apparition des laves. Aucune donnée chronologique précise sur l'âge des mouvements n'est malheureusement apportée par l'étude de ce secteur. Par contre l'analyse, qui a été menée un peu plus haut dans ce chapitre, des événements connus par le Pays des Couzes -voir page 478 et suivantes-, où une situation rigoureusement semblable peut être décrite, a très clairement indiqué que la *Primärrumpf* avait été ici dénivelée par l'épisode responsable du soulèvement des plateaux, dans la première moitié du Pliocène. Les conclusions à tirer de ces faits sont évidentes. Les dénivellations qui ont affecté en Grande Limagne la topographie fondamentale, son basculement ouest-est et nord-sud, mais aussi les mouvements différentiels entre Gergovie et Cournon-d'Auvergne ou les failles, des Côtes de Clermont et de Châteaugay, datent des premiers temps de l'épeirogenèse. L'incision du réseau hydrographique et le déblaiement des couches tendres n'ont débuté qu'ensuite.

Les modalités de l'encaissement des cours d'eau, reconnues à proximité d'Issoire (fig. 104 A), se retrouvent un peu partout en Grande Limagne : les niveaux repères d'âge pliocène supérieur à quaternaire ancien, N 8 -Ft des cartes géologiques- et N 7 -Fs-, dominant d'environ 100 à 120 mètres le lit de l'Allier et se trouvent une centaine de mètres en contrebas du sommet des buttes. Les deux étapes de l'épeirogenèse ont, par conséquent, eu des effets identiques, au moins jusque dans la région de Maringues. Il n'est pas évident qu'il en ait été de même plus au Nord. Ayant attribué les formations de Vendat à une reprise de l'alluvionnement dans le plan de la *Primärrumpf* -voir pages 437 et 438-, je crois que la flexure qui a limité, au Pliocène, la première étape de l'épeirogenèse a été plus régulière et plus méridionale que celle de Vichy, postérieure à l'accumulation des Sables et Argiles du Bourbonnais -voir pages 513 et 514-. J'ajouterai, pour terminer, que le mouvement de bascule ouest-est de la Grande Limagne et le jeu de la grande faille orientale, en bordure du Forez et des Bois Noirs, qui lui est associée, me paraissent s'être poursuivis au Quaternaire : ils expliqueraient ainsi la situation actuelle légèrement plus basse du cours de la Dore par rapport à celui de l'Allier.

En dehors des grands fossés du Centre-Est, de nombreux autres secteurs ont été plus ou moins franchement touchés par des mouvements différentiels de bordure ; ceux-ci ont contribué à atténuer localement les conséquences de l'épeirogenèse plio-quaternaire. Cela a été le cas de la plupart des petites structures qui s'étaient effondrées au Paléogène ou à la fin du cycle hercynien -bassins carbonifères ou permien-. Ces espaces, délimités par des accidents de la croûte mal cicatrisée, ont eu un comportement tectonique moins solidaire du socle ; ils n'ont pas réagi de pareille façon à l'exercice des contraintes verticales.

Mon intention n'est pas de décrire dans le détail le comportement de ces régions ; cela serait d'ailleurs d'autant plus difficile que l'on ne dispose souvent d'aucun argument chronologique déterminant pour situer les déformations qui les ont affectées. Je me contenterai de citer les plus importantes d'entre elles :

- sur la bordure orientale, les dépressions du Gier, de la Brévenne, de la Dheune-Bourbince et de l'Arroux,
- à l'Ouest, la cuvette de Gouzon, la dépression de Tulle, le bassin de Maurs et son annexe du Veinazès, la dépression du Dourdou et celle de Camarès.

En l'absence de données plus précises, il faut rappeler que l'origine tectonique de certaines d'entre elles avait déjà été évoquée au Livre I -voir, entre autres, pages 24 et 25, 27 et 28, 76 à 78, 144, 148 et 149- ; elle est, pour moi, incontestable. Une telle affirmation n'interdit pas d'envisager l'intervention postérieure de l'érosion différentielle dans la genèse des formes actuelles. Toutes ces dépressions ont attiré le réseau hydrographique. Celui-ci a très souvent travaillé de façon efficace les couches tendres qui affleuraient dans le fond des fossés, exagérant le creux structural. Une dernière remarque s'impose à leur sujet : les accidents limitrophes ont joué lors du soulèvement des plateaux périphériques, il y a donc eu coïncidence dans le temps entre les principales phases de l'épeirogenèse régionale et l'apparition des fossés. Sauf pour le fossé de Gouzon, je crois qu'ils se sont esquissés dès le Pliocène inférieur, des rejeux quaternaires étant certains pour Gouzon et seulement possibles pour les autres.

TABLE DES MATIERES

C - L'EVOLUTION DES GRANDS BASSINS SEDIMENTAIRES A L'OLIGOCENE"	400
1 - LE BASSIN DE PARIS	400
2 - LAQUITAINE AU "PALEOGENE SUPERIEUR"	403

D - L'EVOLUTION GEOMORFOLOGIQUE DU MASSIF CENTRAL A L'"OLIGOCENE"	407
1 - BILAN DE LA MORPHOGENESE	407
2 - L'EVOLUTION DU RELIEF A L'ECHELLE REGIONALE	409
3 - LE CLIMAT ET SES VARIATIONS AU "PALEOGENE SUPERIEUR"	414
4 - LE MILIEU NATUREL DES BASSINS "OLIGOCENES" DU MASSIF CENTRAL	420
a - LES LACS "CENTRAUX"	421
b - LES PLAINES DE SEDIMENTATION	423
c - ALTERATION ET EROSION SUR LE SOCLE	425
CONCLUSIONS DU CHAPITRE 4	429
CHAPITRE 5 : LA MISE EN PLACE DU RELIEF	431
A - LES EVENEMENTS "MIOCENES" ; CHANGEMENTS ET CONTINUTE	435
1 - LES SEDIMENTS "MIOCENES" DU MASSIF CENTRAL	436
a - LES SEDIMENTS "MIOCENES" DE LIMAGNE	436
b - LES ALLUVIONS MIOCENES DU CANTAL	441
c - LES ALLUVIONS "MIOCENES" DU VELAY	444
2 - LES SEDIMENTS "MIOCENES" DES BASSINS PERIPHERIQUES	448
a - LA DELICATE QUESTION DES "SABLES DE SOLOGNE"	448
b - LES APPORTS DANS LA MER ALPINE	451
c - LE MATERIEL VENU DU SOCLE EN LANGUEDOC	454
d - LA PARTICIPATION DU MASSIF CENTRAL A LA SEDIMENTATION AQUITAINE	457
3 - L'EVOLUTION MORFOLOGIQUE AU "MIOCENE" ET SES INCONNUES	459
a - LES CHANGEMENTS BIOCLIMATIQUES DE LA PREMIERE MOITIE DU NEOGENE	461
b - LA PHYSIONOMIE DU MASSIF CENTRAL ET DE SES BORDURES AU "MIOCENE"	464
B - LA CRISE "PLIOCENE"	468
1 - CONSIDERATIONS STRATIGRAPHIQUES	468
2 - LES EFFETS GEOMORFOLOGIQUES DE LA CRISE "PLIOCENE" A L'ECHELLE REGIONALE	471
a - LE HORST MARGERIDE-CEZALLIER-MONTS DORE ET SES RETOMBEES ORIENTALE ET OCCIDENTALE	471
1°) LA VALLEE EPIGENIQUE DE L'ALAGNON	471
2°) LES PALEOTOPOGRAPHIES INFRACANTALIENNES DE LA REGION DE SAINT-FLOUR	475
3°) LE PAYS DES COUZES	478
b - LES VERSANTS ATLANTIQUE ET MEDITERRANEEN ENTRE VELAY ET COIRON	480
1°) LES ENSEIGNEMENTS APपोर्टES PAR LE HAUT PAYS	481
2°) LE PLATEAU DU COIRON ET SA PERIPHERIE	485
3°) LE BASSIN DU PUY	487
c - DU CLUNYSOIS A L'AUTUNOIS	489
1°) L'ORIGINE DE LA "VALLEE" DE LA GROSNE	489
2°) LE PLATEAU D'ARNAY-LE-DUC ET LE BASSIN D'AUTUN	490
3°) L'AGE DES MOUVEMENTS TECTONIQUES DANS LES BASSINS DE LA GROSNE ET DE L'ARROUX	492
3 - LES MODALITES DE LA CRISE "PLIOCENE" A L'ECHELLE DU MASSIF CENTRAL	493
a - LE SOULEVEMENT DES GRANDS HORSTS	493
b - LES MOUVEMENTS EPEIROGENIQUES	499
1°) LES ENSEIGNEMENTS APपोर्टES PAR LA REGION DE L'ESCANDORGUE	501
2°) LES ENSEIGNEMENTS APपोर्टES PAR LES GRANDES VALLEES	504
c - LES MOUVEMENTS DIFFERENTIELS NEGATIFS	510
1°) LES CUVETTES SUBSIDENTES DE LA BORDURE SEPTENTRIONALE	510
LA BRESSE	510
LE BOURBONNAIS	512
LES CUVETTES DU CHER ET DE LAUMANCE	515
2°) LES FOSSES DE L'INTERIEUR DU MASSIF CENTRAL	517
LES FOSSES DE LA LOIRE	517
LES LIMAGNES DE L'ALLIER	521

Imprimé à SAINT-ETIENNE par l'auteur

Dépôt légal : 1^{er} trimestre 1991
