



HAL
open science

**livret-guide de l'excursion en Auvergne 18-21 septembre
1991 organisée par le Comité National de Géographie
Commission "Géographie physique des socles"**

Alain Le Griel

► **To cite this version:**

Alain Le Griel. livret-guide de l'excursion en Auvergne 18-21 septembre 1991 organisée par le Comité National de Géographie Commission "Géographie physique des socles". 1991. hal-00819255

HAL Id: hal-00819255

<https://hal.science/hal-00819255>

Submitted on 30 Apr 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.

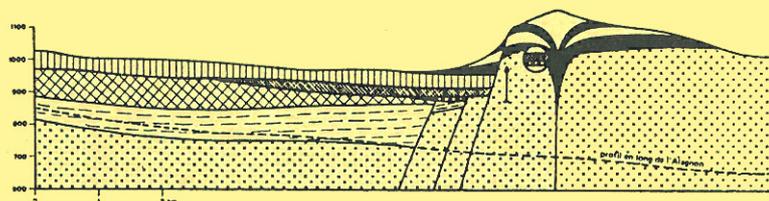
Alain LE GRIEL

AUVERGNE

La mobilité tectonique dans un socle volcanisé

18-21 septembre 1991

**COMITE NATIONAL DE GEOGRAPHIE
COMMISSION «GEOGRAPHIE PHYSIQUE DES SOCLES»**



COMITE NATIONAL DE GEOGRAPHIE
COMMISSION "GEOGRAPHIE PHYSIQUE DES SOCLES"

**LIVRET-GUIDE
DE
L'EXCURSION EN AUVERGNE**

18-21 SEPTEMBRE 1991

ORGANISATEURS :

**R. ETIENNE, A. de GOER de HERVE, Y. LAGEAT
ET A. LE GRIEL**

rédigé par Alain LE GRIEL
avec la collaboration de Robert ETIENNE

Le Massif Central restera, dans l'histoire de la géomorphologie française, comme le territoire qui a donné lieu à la première analyse polycyclique de la topographie (A. DEMANGEON, 1910). Ses principales formes ont été interprétées jusqu'au début des années 1950 comme étant l'oeuvre exclusive de l'érosion. Au cours de la seconde partie du Tertiaire, sous l'effet de mouvements du sol épeirogéniques, celle-ci aurait façonné versants et talus ou exhumé des abrupts de failles hérités de la tectonique paléogène. L'absence totale de déformation cassante postérieure au Miocène moyen a été affirmée par H. BAULIG, pour qui il n'existerait pas "dans toute l'étendue du Massif Central, une seule formation volcanique faillée" (1928, p. 29).

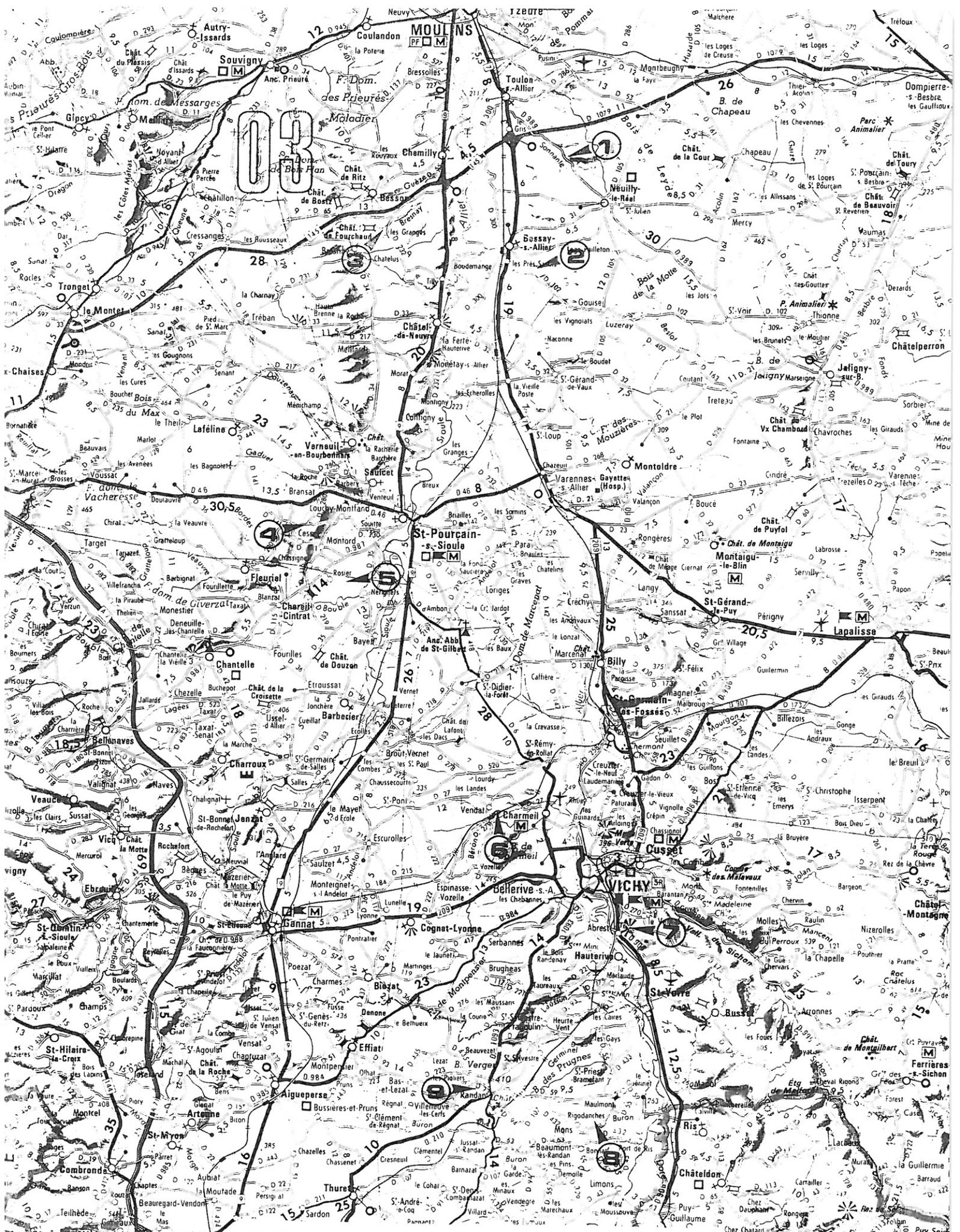
Le Massif Central a vu dans les quarante dernières années se développer des recherches variées qu'il est possible de regrouper en deux grandes tendances.

- D'un côté, certains géologues ou géographes ont accepté l'idée d'une tectonique cassante et en ont recherché des témoignages locaux, avançant des arguments qui ont rarement, il faut bien le reconnaître emporté l'adhésion générale.

- De l'autre, la plus grande partie des géomorphologues, sans discuter bien entendu la participation inévitable de la tectonique pour expliquer le relief actuel du Massif Central, s'en sont tenu à une interprétation plus classique pour laquelle une trame d'accidents assez lâches auraient soulevé de vastes portions de socle et déclenché soit des vagues d'érosion régressives de type pédimentaire, créant autant de discontinuités topographiques dans le paysage, soit des reprises d'érosion différentielle, en particulier dans les différents types de matériaux cristallins ou métamorphiques.

Le débat a non seulement porté sur les modalités de la morphogenèse mais encore sur l'âge des mouvements différentiels responsables de l'altitude présente du socle. Les deux mêmes "camps" se sont tout naturellement retrouvés avec des "mobilistes" concluant à une tectonique récente -globalement plio-quatenaire- et des partisans de larges retouches opérées par l'érosion favorables à un calendrier des déformations beaucoup plus étalé dans le temps.

La présente excursion est organisée par des chercheurs à l'itinéraire de réflexion varié mais qui ont tous en commun d'être aujourd'hui persuadés de l'importance prise par la tectonique récente. Cette excursion a pour but de montrer une partie de leurs observations et des conclusions qu'ils en tirent dans le but d'ouvrir une discussion entre tous les participants.



ITINERAIRE DE LA PREMIERE JOURNEE



1ère journée :

La Limagne bourbonnaise et ses marges

Arrêt n°1 : sablière des Vayots (Neuilly-le-Réal)

carte Moulins 1/50.000ème : X = 682,2, Y = 165,7, Z = 240 m.

Située sur le versant nord de la vallée de la Sonate, petit cours d'eau de rive droite de l'Allier, une dizaine de km au Sud - Sud-Est de Moulins, cette sablière présente un faciès très classique de la formation dite des Sables et Argiles du Bourbonnais. Sur 6 mètres de hauteur, on y observe une stratification d'origine fluviale formée par des lentilles de granulométrie diverse, allant des sables graveleux à galets jusqu'à des sables fins limono-argileux.

Sur le plan sédimentologique le matériel offre les caractéristiques suivantes :

- Les galets, de taille assez réduite -inférieure à 10 cm-, ont une pétrographie presque exclusivement siliceuse : des quartz y sont associés à des "chailles" -de 10 à 35% du total, les "chailles" étant plus nombreuses parmi les galets de grande taille- tandis que l'on peut rencontrer quelques rares galets altérés de roches volcaniques ou cristallines.
- Les sables sont composés de grains de quartz pour plus de 70 %. L'ensemble des feldspaths représente 18 % -les feldspaths potassiques formant 80 % de ce chiffre-. Les minéraux lourds sont peu nombreux -0,16 % des sables- ; les espèces résistantes dominent avec dans l'ordre le zircon, la staurotite et la tourmaline. Il faut noter la présence de 2 à 3 % de sphènes dont certains sont très altérés.
- La fraction argileuse se répartit entre de la kaolinite -50 à 60 % du cortège-, des smectites -30 %- et de l'illite -10 à 20 %-.

Il convient de situer les niveaux observés par rapport à l'ensemble de l'accumulation bourbonnaise. Le mur de la formation a été recoupé par des sondages -BRGM et COGEMA- à un peu moins de 230 m NGF. Le contact avec les marnes de l'Aquitainien se trouve par conséquent une dizaine de mètres sous le plancher de la sablière. Comme les interfluves culminent dans le secteur vers 287 - 288 m NGF, cela signifie qu'il y a plus de quarante mètres de dépôt par-dessus.

Bien que son faciès soit assez pauvre en lentilles caillouteuses, le matériel affleurant aux Vayots est caractéristique du tiers inférieur des Sables et Argiles du Bourbonnais, ce que j'ai appelé la "nappe à quartz et à chailles" (A. LE GRIEL, 1983). Les niveaux à galets se font de plus en plus rares quand on remonte dans la série ; on pourrait parler d'une organisation granulométrique positive à propos de l'ensemble de la formation bourbonnaise. Cependant il existe entre les cailloutis inférieurs et les niveaux sablo-argileux supérieurs -corps principal du Bourbonnais (A. LE GRIEL, 1983)- une couche d'argiles plastiques de 2 à 5 mètres qui constituent un précieux horizon repère (figure 1 et voir arrêt n°2).

Cette coupe servira à évoquer les problèmes paléogéographiques posés par les S.A.B. et les renseignements qu'ils fournissent en matière de mouvements du sol. Trois questions viennent à l'esprit :

- Quelle est la forme du gisement sédimentaire et comment rendre compte du phénomène d'accumulation ?
- Quelle est l'origine géographique du matériel ?
- Quelle signification doit-on donner au transfert spatial de la masse des altérites ?

La figure 1 permet de répondre à la première partie de la première question. La cuvette bourbonnaise au sens propre s'étend sur environ 1800 km². Il faut lui adjoindre les surfaces recouvertes par des dépôts subcontemporains des S.A.B. en amont : le plateau de Randan à l'ouest de Vichy -50 km²- et, surtout, l'essentiel du fossé Roanne-Digoin -600 km²-. Au total les S.A.B. s'étendent sur un peu plus de 2500 km². L'épaisseur du dépôt -sondages BRGM et COGEMA- varie entre quelques mètres et une soixantaine de mètres -épaisseur atteinte dans la

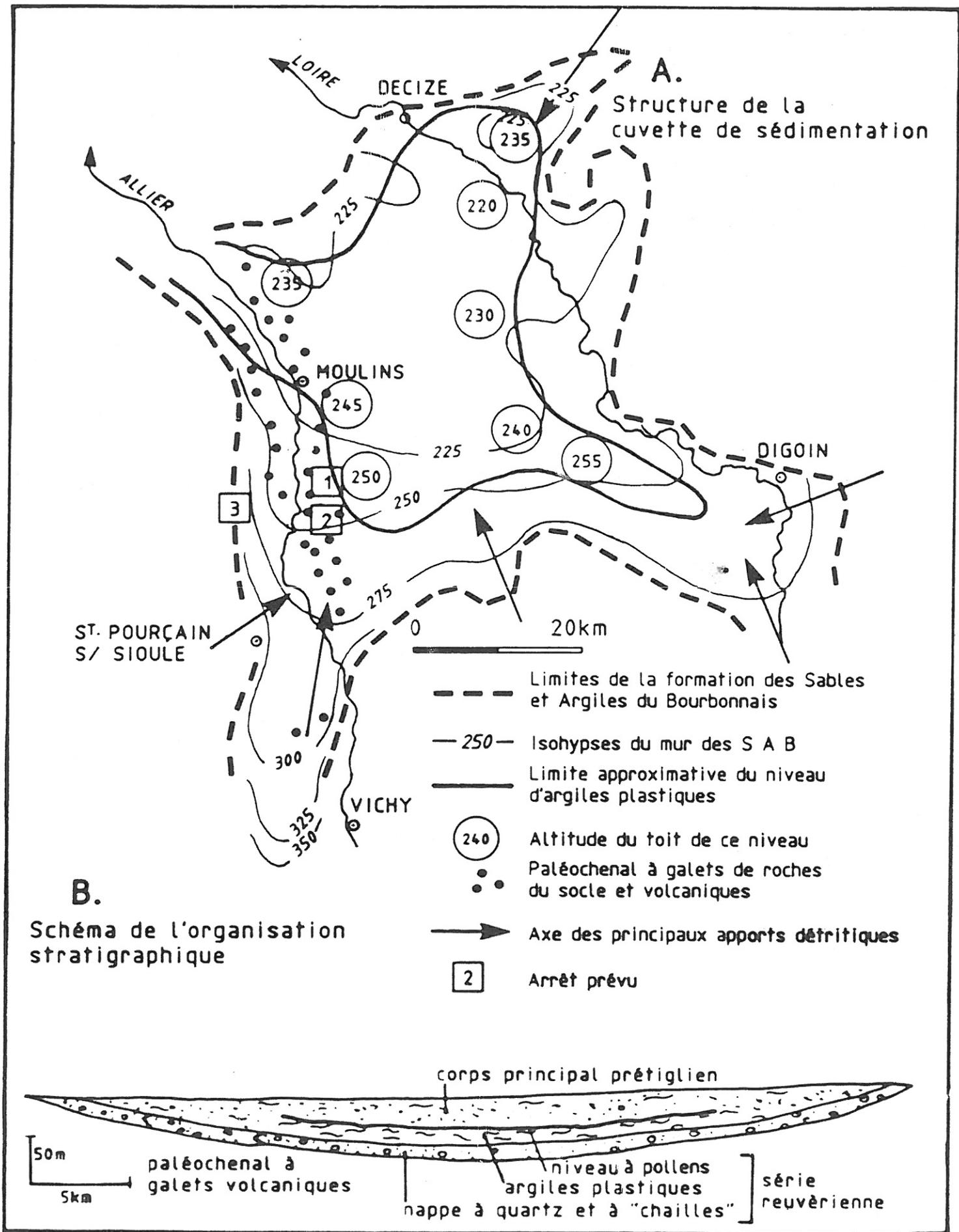


Fig. 1 SABLES ET ARGILES DU BOURBONNAIS

région de Montbeugny, 8 km au NW des Vayots- ; elle est en moyenne d'environ 45 mètres pour la cuvette proprement dite. Dans ce dernier secteur, la base de la formation est relativement irrégulière. La figure 1 présente des courbes isohypses du mur des S.A.B. pour une équidistance de 25 m -il est difficile d'être plus précis en fonction du nombre des sondages-. Une analyse de la géométrie de la surface de discordance suggère l'hypothèse de mouvements tectoniques différentiels contemporains et/ou postérieurs au dépôt. Parmi les arguments, on peut citer :

- les remontées de la base des S.A.B. sur la périphérie de la cuvette qui sont toujours progressives (on ne peut parler de paléoversants) mais de valeur variable,
- le dessin des isohypses entre Loire et Allier reste toujours perpendiculaire au sens d'écoulement du réseau hydrographique,
- de nombreux et importants accidents marquent la partie nord-est de la cuvette : dépressions de Lucenay-lès-Aix, dômes de Montbernard -à l'Ouest de Dornes-, de St-Germain-Chassenay et de Fours.

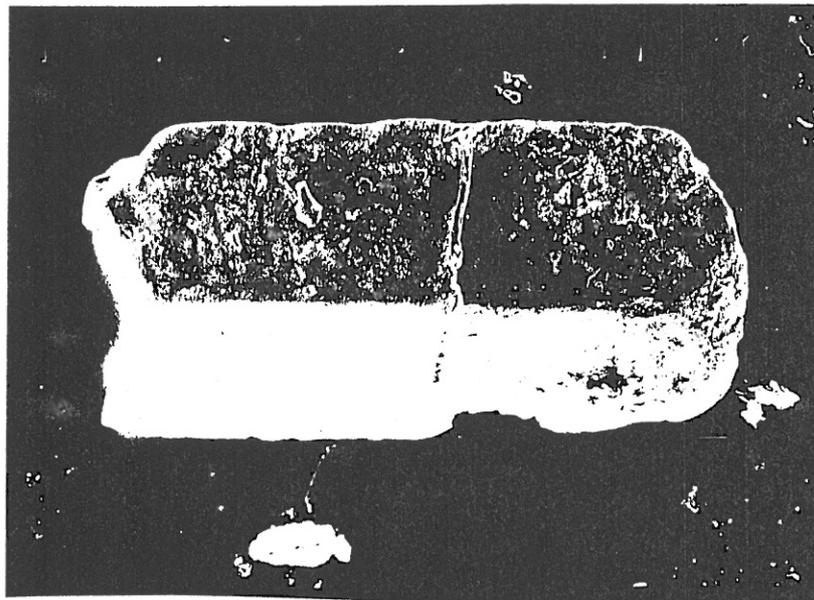
La présence du banc d'argiles plastiques, situé en position intermédiaire entre la nappe à galets inférieure et le corps principal (coupe de la fig. 1) représente l'élément décisif pour admettre une sédimentation d'abord provoquée par la subsidence : la granulométrie d'un tel dépôt impose une mise en eau de l'ensemble de la cuvette bourbonnaise, donc une brutale accélération de l'affaissement dépassant les possibilités de creusement du système hydrographique placé à l'aval. L. CLOZIER a d'ailleurs repéré dans les cailloutis de base des failles normales de détente (L. CLOZIER et Y. GROS, 1984) qui pourraient être contemporaines du phénomène. Il faut mettre sur le compte de déformations postérieures à l'accumulation la position actuelle occupée par le niveau argileux. La fig. 1 montre les cotes de la base des argiles pour quelques sondages : une pente supérieure parfois à 1 mètre par kilomètre est bien entendu incompatible avec la présence d'un marécage. Sans pour l'instant évoquer la participation éventuelle de causes bioclimatiques, on doit conclure au rôle effectif joué par la tectonique dans les modifications de la dynamique fluviale qui ont provoqué le dépôt des S.A.B.

Quelle est l'origine géographique des matériaux présents en Bourbonnais -soit un volume d'environ 80 km³- ? Il n'est pas aisé de répondre à la question en raison du degré d'altération du dépôt. Celui-ci est composé pour toutes ses fractions de minéraux résistants : argiles hyperalumineuses, minéraux lourds ubiquistes -zircon, staurotide, tourmaline-, quartz et "chailles". Bien qu'une évolution postsédimentaire ait pu contribuer à l'appauvrissement du dépôt, les S.A.B. correspondent à l'accumulation d'alluvions très altérées. Ce matériel tranche totalement avec celui des séries paléogènes. Ce dernier reflète en général la pétrographie du socle présent en bordure des fossés dans toute sa diversité ; ce qui signifie la prédominance, au cours de la première moitié du Tertiaire, de transports latéraux, courts en distance et brefs en durée. Les S.A.B. indiquent une modification totale de l'organisation de l'hydrographie. L'existence d'un transport longitudinal prédominant a souvent été mis en relation avec la présence des "chailles" qui auraient été amenées ici depuis les Causses par un paléo-Allier. Cette hypothèse semble confirmer par l'existence de jalons alluviaux contenant des "chailles" tout le long du cours actuel de l'Allier. Toutefois, il est certain que les "chailles" bourbonnaises n'ont pas une origine uniquement méridionale : leur pourcentage augmente, indépendamment de la taille des galets, le long des bordures ouest, nord et est de la cuvette. Des couches secondaires déposées sur la marge septentrionale du Massif Central ont donc contribué à alimenter la sédimentation en "chailles". La présence d'apports latéraux est attestée par la nature différente des minéraux lourds ubiquistes majoritaires : la staurotide en face des séries métamorphiques des plateaux de la Sioule, le zircon au droit du socle granitique. Dans ses grandes lignes, le réseau hydrographique qui a amené les S.A.B. préfigurait le dispositif actuel. Comment se fait-il dans ces conditions que le degré d'altération du matériel alluvial ait été aussi poussé ? Trois raisons viennent à l'esprit : des conditions bioclimatiques particulières capables de rendre compte d'une décomposition rapide des roches -nous verrons ce qu'il faut penser de cette hypothèse lors de la 3ème journée, arrêt Cheylus-, une longue durée du transport par suite d'une pente longitudinale faible des principaux axes de drainage, la mobilisation par les cours d'eau d'un stock d'altérites épuisées au départ -nappes alluviales anciennes déjà maintes fois remaniées, vieux sols, etc...- en raison d'une brutale augmentation de la valeur des pentes après une période prolongée d'aplanissement.

Ces deux dernières hypothèses ont des implications tectoniques évidentes : le transport puis l'accumulation des S.A.B. seraient contemporains d'une crise diastrophique majeure responsable de l'apparition des volumes topographiques actuels et de l'organisation des bassins-versants.

Arrêt n°2 : sablière des Rays -ou Raies- (Bessay-sur-Allier)

carte St-Pourçain-sur-Sioule 1/50.000ème : X = 680,6, Y = 159,7,
Z = 250m.



Cette petite sablière, qui s'ouvre 7 km au Sud Sud-Ouest de la précédente sur le flanc oriental de la vallée de l'Allier, montre à nouveau la formation grossière de la base des S.A.B.. Les trois mètres de coupe permettent cependant d'observer un matériel différent : il s'agit d'un cailloutis polygénique nettement plus grossier. Des galets dont la taille peut dépasser les 15 cm de grand axe -et qui comprennent 18 % de roches volcaniques diverses, avec en particulier quelques phonolites, 16 % de roches du socle, 44 % de quartz et 22 % de "chailles"- sont emballés pêle-mêle dans une matrice sablo-graveleuse. La provenance méridionale -Cézallier, Monts Dore- de ces alluvions ne fait aucun doute. Leur disposition au sein de la formation de base du Bourbonnais permet de reconnaître un paléochenal qui correspond à un ancien cours de l'Allier (fig. 1). le principal intérêt du dépôt est chronologique avec la présence de minéraux caractéristiques des éruptions acides des Monts Dore (R. CLOCHIATTI et J. TOURENQ 1971, A. LE GRIEL 1983). On rencontre parmi les grains de sable des individus dont la morphologie, épargnée par les multiples traces de chocs liés au transport fluvial, ne laisse guère de doute sur l'origine éolienne de la plus grande partie de leur transport depuis la source d'émission montdorienne. L'association reconnue par G. LATREILLE dans les échantillons que j'ai recueillis aux Rays comprend :

- dans la fraction légère des quartz magmatiques appartenant aux différentes nappes de ponce des Monts Dore
- dans la fraction lourde -0,5 % du total des sables soit près de 4 fois plus qu'aux Vayots- le sphène volcanique représente 50 % du spectre associé au minéral résistant le plus caractéristique des apports longitudinaux de l'Allier : la staurotide -10,5 %- et à la hornblende verte ou brune -7 %-.

Une telle association est contemporaine de la phase d'activité rhyolitique des Monts Dore. Elle est de peu postérieure à l'émission de la "Grande Nappe de ponces fibreuses" -voir deuxième journée- en raison de la présence de quartz subautomorphe caractéristique de cette éruption cataclysmique (M. H. LY, 1982 - J. F. PASTRE, 1987). L'âge de la "Grande Nappe" est actuellement fixé par les vulcanologues clermontois vers 2,9 M.A. -2,6 M.A. auparavant-. La formation à galets des Rays s'est en conséquence déposée à cette époque ; elle date du Pliocène supérieur ou, en terme de sédimentation continentale, du Reuvérien. Un tel âge doit être considéré comme bien établi car on peut le confirmer par un autre moyen. Le niveau argileux qui sépare sur la plus grande partie de la cuvette bourbonnaise les cailloutis de base du corps principal -il apparaît dans les sondages deux à trois kilomètres à l'Est des Rays- est couronné par un horizon noir riche en débris de bois fossiles et en pollens. Son étude palynologique livre des renseignements très précis. La flore que l'on peut reconstituer est particulièrement caractéristique (A. LE GRIEL, 1983) : elle associe de rares espèces de type tertiaire à des feuillus européens largement dominés par l'aulne tandis que l'essentiel des pollens d'arbres correspond pour près de 70 % à des pins sylvestres. Elle est typique de la phase P IIa des sondages marins analysés par J. P. SUC (1982) en Méditerranée. On peut la corréler avec l'épisode Reuvérien C de W. H. ZAGWIJN (1960). Si l'on ajoute que G. FARJANEL a trouvé dans le corps principal bourbonnais des spectres polliniques dominés par les herbacées et représentatifs du Prétiglien, que J. TOURENQ a reconnu des quartz de ponce rhyolitique dans toute la série bourbonnaise, on peut en conclure que les S.A.B. se sont déposés pour l'essentiel entre 3 et 2,3 M.A..

Il faut revenir maintenant sur la signification paléogéographique des S.A.B.. On connaît assez bien aujourd'hui l'évolution bioclimatique de l'Europe occidentale au Pliocène supérieur. Il a pu y avoir un rapport entre la mobilisation massive d'altérites d'âge divers et les phases de rafraîchissement du Reuvérien et du Prétiglien. L'interférence entre des phénomènes tectoniques et climatiques paraît très vraisemblable :

- Pour permettre le départ du manteau d'altérite, il a fallu l'apparition de pentes nouvelles et la dégradation du couvert végétal.
- Quant au dépôt des alluvions, il a été assuré par des mouvements négatifs du sol contribuant à réduire la vitesse des rivières et par un excès de charge.

Le faciès de granulométrie grossière de la base des S.A.B. est antérieur à la phase de rhexistase la plus prononcée du Pliocène. Cette observation est dans la logique des précédentes propositions. Chassés des plateaux par l'ouverture du tapis végétal, et par l'existence de déclivités suffisantes pour mettre en mouvement des particules d'une certaine taille, les galets ont pu pénétrer à l'intérieur de la cuvette bourbonnaise en voie d'affaissement parce que la charge alluviale n'était pas encore trop forte pour freiner les courants (Reuvérien B). L'accélération de la subsidence a provoqué une mise en eau de la cuvette et le dépôt du niveau argileux aux alentours de 2,5 M.A. (Reuvérien C). Le corps principal du Bourbonnais est synchroné de la crise climatique prétigienne *lato sensu*. Avec son organisation en minces lentilles de granulométrie variable, il traduit l'arrivée massive d'alluvions depuis les régions immédiatement environnantes. Il est remarquable de noter que l'excès de charge apparu sur l'ensemble du réseau hydrographique au cours de cet épisode a diminué, voire interdit, les transports sur de très longues distances.

Nous reviendrons au cours des quatre journées sur les modalités précises des mouvements qui ont créé les pentes nécessaires à la mobilisation des altérites évoluées à l'origine des S.A.B.. Il convient pour l'instant de s'arrêter sur l'évolution tectonique du Bourbonnais à l'issue de la période d'accumulation.

L'absence de minéraux volcaniques caractéristiques du volcanisme trachyandésitique des Monts Dore au sein du dépôt permet au paléogéographe d'être certain d'un arrêt de la subsidence régionale avant 2 M.A.. Que s'est-il produit depuis ? Le lit de l'Allier se trouve aujourd'hui quatre kilomètres à l'Ouest des Rays vers la côte 218, soit environ 70 m sous le niveau atteint par la surface d'accumulation des S.A.B.. C'est la valeur locale de l'incision quaternaire que nous verrons d'une importance triple dans le bassin du Puy, voisine du double, au Sud de Vichy, en fin de journée, mais aussi pratiquement nulle dans la haute vallée de l'Allier. Le soulèvement pléistocène du Bourbonnais peut être qualifié de faible. Comment s'est-il opéré ? Seule l'observation du système des terrasses alluviales permet de répondre à la question, or on doit noter que le nombre de niveaux étagés au-dessus du lit actuel est ici extrêmement réduit : l'unique replat net est la basse terrasse, établie à une altitude relative de 15 mètres. L'âge pléistocène supérieur du matériel qui la forme est certain -cortège des minéraux lourds dominés par l'olivine-. Il manque ici tout le dispositif des moyennes et hautes terrasses que nous trouverons plus au Sud. On ne dispose par conséquent d'aucun repère fiable pour préciser le rythme du creusement. Une telle situation est assez facile à expliquer : lors des crises froides quaternaires, les alluvions bourbonnaises, consolidées par une nappe phréatique encore gelée au moment des fortes crues du début de la saison chaude, se sont comportées en véritables roches dures. Canalisé à l'intérieur d'une vallée de taille réduite, l'Allier a agi comme dans le socle : chaque nappe déposée a été érodée lors de l'épisode alluvial suivant. Les lambeaux préservés ont été très peu nombreux : J. P. LARUE (1979) en a découvert un au hameau de la Ronde, près de Chazeuil, 12 kilomètres en amont des Rays. Cette observation est précieuse car les alluvions repérées jalonnent un replat assez constant sur le versant oriental de la vallée de l'Allier. Large parfois de un à deux kilomètres, ce replat se tient à une altitude relative d'une cinquantaine de mètres. Il s'agit d'une forme mixte due au travail d'érosion du fleuve qui a, en grande partie, dégagé le sommet de la nappe de galets reuvérienne de son recouvrement d'argiles sableuses prétilgiennes -corps principal du Bourbonnais-. La plupart des sablières ouvertes dans les sédiments qui sous-tendent le replat offrent un matériel semblable à celui des Rays, ils sont d'âge pliocène supérieur. A la Ronde-Chazeuil les alluvions sont beaucoup plus riches en galets cristallins -30 % soit le double des Rays-, tandis que les minéraux lourds sont dominés par une association assez caractéristique comprenant le sphène, l'apatite et l'augite. Ces renseignements permettent de situer le dépôt de la nappe de la Ronde dans le groupe des sédiments influencé par l'activité initiale du Sancy (J. F. PASTRE, 1987). Son âge serait voisin de 0,9 M.A.. Sur cette base, on peut admettre que l'essentiel du creusement de l'Allier dans la cuvette bourbonnaise date du Quaternaire moyen et récent.

Arrêt n°3 : Carrière de Givreuil (Besson)

Carte Moulins 1/50.000ème : X = 671,8, Y = 161,5, Z = 265 m.

La carrière de Givreuil est située vers 265 m d'altitude, sur le versant sud du ruisseau de Bresnay. Sa célébrité dans la littérature géologique ne l'a pas empêché d'être transformée en décharge communale depuis la fin de son exploitation, voici une vingtaine d'années.

Ouverte en contrebas d'un interfluve coté 276 m qui est recouvert par un mince placage de S.A.B., la carrière offre aujourd'hui des coupes hautes de deux à cinq mètres dans les sédiments oligocènes. On peut y observer une curieuse roche appelée "calcaire à phryganes" ou "calcaires en choux-fleurs". Les affleurements visibles à l'heure actuelle montrent deux faciès différents. D'un côté, une rudite à intraclastes dans laquelle des morceaux de calcaire de formes et de tailles variables sont entassés pêle-mêle dans une matrice carbonatée pulvérulente -faciès brêchique-. De l'autre, un faciès beaucoup plus ordonné où l'on reconnaît des édifices concrétionnés en colonnes, noyés dans une matrice marneuse assez semblable à la précédente.

Les formes construites méritent de retenir l'attention. Ce sont des masses récifales dues à la collaboration de deux formes différentes de vie :

- des colonies de phryganes, c'est-à-dire des larves d'insectes trychoptères, qui se rassemblaient dans des flaques d'eau assez profondes au moment de la mue,
- des encroûtements algaires qui, très rapidement, recouvraient les tubes abandonnés par les larves.

M. DONSIMONI et D. GIOT (1977) ont ainsi établi que les récifs pouvaient s'accroître de 4 à 5 cm par an et des masses de 4 à 5 mètres de haut s'élaborent en un siècle. Toutefois ces chiffres, basés sur l'hypothèse d'une colonisation annuelle, ne peuvent pas être utilisés directement car cela signifierait que les 300 mètres de calcaire à phryganes reconnus par

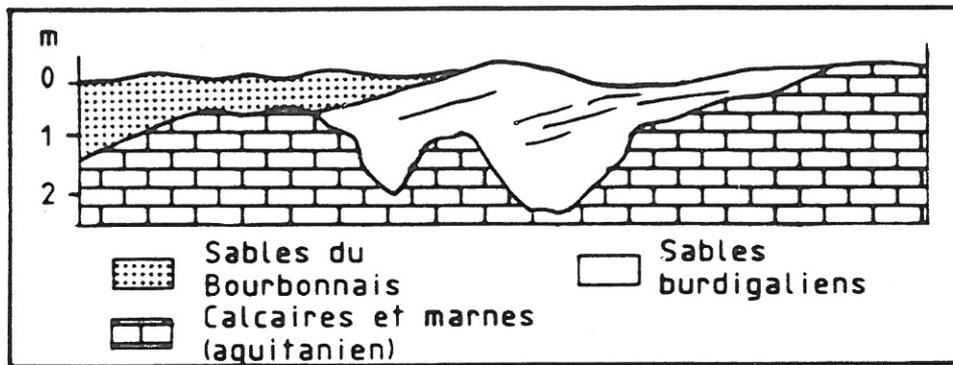


Fig:2 La situation respective des sables fossilifères burdigaliens et des sables du Bourbonnais à GIVREUIL selon E. CHAPUT (1917)

sondage dans la région se seraient formés en moins de 10.000 ans, avec un taux de subsidence propre à donner le vertige !

L'intérêt de cette carrière se situe par ailleurs dans les phénomènes karstiques assez discrets développés au toit de la série oligocène. Des matériaux siliceux, sables fins, sables graveleux et galets, ont pénétré dans des poches de dissolution. C'est à l'intérieur de l'une d'elles qu'a été retrouvée, au début du siècle, la faune des vertébrés dite de Givreuil. Les espèces déterminées par H. G. STEHLIN (1908), à savoir *Deinotherium cuvieri*, *Gomphotherium angustidens* et *Brachytherium*, représentent une association caractéristique du Burdigalien moyen à supérieur -sommets de la biozone MN4-. Cette découverte a conduit la plupart des chercheurs, après L. DE LAUNAY (1923), à placer les S.A.B. dans le Miocène. Pourtant les descriptions faites de la carrière à l'époque ne laissent aucun doute sur la présence de deux formations acides distinctes. Le croquis proposé par E. CHAPUT (1917) est le plus clair à ce sujet (fig. 2). Le sommet des calcaires a été karstifié puis fossilisé, dans un premier temps par des sables argilo-graveleux sans galets, ceux qui ont livré la faune des vertébrés, et, dans un second temps, par la formation à galets du Bourbonnais. La minéralogie des sables confirme l'existence de deux dépôts. Les S.A.B. du secteur sont marqués par la présence discrète mais systématique de minéraux volcaniques et par un cortège assez varié où l'épidote, la monazite jouent un rôle avec des pourcentages dépassant parfois 10 %. Au contraire, les sables fossilifères ne possèdent pas de trace de minéraux volcaniques et leur cortège est largement dominé par la tourmaline, la staurotide et le zircon -analyses R. ETIENNE, G. LATREILLE, H. PELLETIER-.

Les enseignements que le paléogéographe peut tirer de la carrière de Givreuil sont d'importance : ils incitent à admettre une évolution bien particulière de la morphogenèse pendant une très longue durée des temps géologiques. Nous procéderons en remontant dans le passé :

- Les S.A.B., qui marquent une rupture majeure dans la granulométrie des sédiments avec leur fraction caillouteuse, sont venus faiblement raviner -les irrégularités de leur base à l'échelle locale ne semblent pas dépasser un à deux mètres, soit une valeur classique pour un dépôt alluvial- un domaine de plaine, très régulier avant les déformations provoquées par l'affaissement de la cuvette bourbonnaise.

- La topographie qui a été recouverte au Pliocène supérieur par les S.A.B. coïncide, à peu de chose près, avec la surface d'accumulation paléogène. Un raisonnement amène à le penser. En effet, si les phénomènes karstiques visibles à Givreuil prouvent une intervention certaine de l'érosion, d'autres observations imposent d'en restreindre l'importance. Les modestes formes karstiques qui ont piégé les sables fossilifères ont de peu suivi l'arrêt de la sédimentation à l'Aquitainien -4 à 5 M.A.-. Or elles n'ont pas été détruites pendant la durée supérieure à 10 M.A. qui les a séparées de l'épisode des S.A.B.. Plusieurs découvertes paléontologiques confirment l'évolution subaérienne très lente et très modérée -faite ici d'une légère regradation, là d'une faible aggradation- connue au Miocène par la surface d'accumulation paléogène. On a retrouvé dans son plan des fossiles d'âges différents : une mandibule de *Deinotherium cuvieri* primitif du Burdigalien moyen - MN3 ou MN4- à La Roche-Meillard -six kilomètres au Sud de Givreuil-, des restes de *Deinotherium giganteum* KAUP à Chaptuzat et d'*Aceratherium simorreense* -zone MN8 ou 9- à St-Agoulin. Tous contenus par des sables argileux jalonnant le toit des calcaires à phryganes, ils établissent, de façon sûre, le maintien de la topographie des limagnes dans un plan voisin du niveau de base. La granulométrie fine des sédiments miocènes implique par ailleurs des conditions morphogéniques presque similaires pour les portions de socle environnantes.

- La nature des séries "oligocènes" permet de prolonger l'analyse. L'importance des carbonates et la faiblesse de la fraction détritique à moins de 2 kilomètres du socle étonne l'observateur. Ce même faciès est parfois visible -carrières de Verneuil-en-Bourbonnais- à quelques mètres des gneiss ou du granite. Pour aboutir à une sédimentation aussi fine les bassins-versants qui ont alimenté la zone subsidente de Limagne devaient posséder des pentes très modérées. On pourrait évidemment penser à une explication bioclimatique de ces particularités granulométriques, avec une rétention de la phase détritique par la végétation. La bonne connaissance, grâce à la palynologie (G. GORIN, 1974) et la paléontologie (M. HUGUENEY, 1984), des conditions réservées à la biosphère de l'époque assure du contraire.

Du début de l'Oligocène supérieur jusqu'à la fin du Miocène, soit pendant près de 25 millions d'années, un paysage d'une extrême planéité s'est maintenu. Il existait, bien sûr, un amont correspondant aux secteurs faiblement regradés des bassins-versants et un aval formé par le domaine soumis de manière locale et temporaire à une aggradation. Pourtant, malgré la poursuite quasi permanente de mouvements du sol, les équilibres morphogéniques n'ont jamais dû être rompus pendant cette période. Cela signifie qu'aucune discontinuité majeure, liée à une reprise d'érosion franche et brutale : versants de vallée, talus d'érosion différentielle, n'a marqué le relief de façon significative et prolongée, avec possibilité d'entrer dans un héritage morphologique. J'ai choisi de souligner l'originalité d'une telle situation en qualifiant la topographie peu différenciée qui s'est maintenue de *primàrrumpf* (A. LE GRIEL, 1991). Est-il

nécessaire de rappeler que l'expression désigne en géomorphologie, depuis son emploi par W. PENCK (1924), la topographie d'aplanissement qui est conservée au début d'une phase orogénique en raison de la lenteur et de la modicité des mouvements du sol au cours de l'étape initiale ? L'utilisation de ce terme dans le cas qui nous préoccupe semble légitime puisqu'elle reprend l'intégralité des propositions de W. PENCK :

- topographie de départ plane,
- situation en début de cycle orogénique,
- maintien des équilibres morphogéniques par suite d'un rapport entre dynamique interne et externe en faveur de la seconde, l'érosion nivelant les volumes créés par la tectonique au fur et à mesure de leur apparition.

Le terme *primärrumpf* désigne donc une évolution géomorphologique originale. On pouvait lui reprocher de rester un simple concept dans l'usage théorique suggéré par W. PENCK. Ce reproche tombe dans l'acception précise qui en est faite ici puisqu'il désigne à la fois une réalité dynamique et une réalité topographique.

- Il n'est pas possible d'envisager dans le détail à l'occasion de cette excursion, le premier point qui a déjà fait l'objet de longs développements écrits (A. LE GRIEL, Livre II, chapitre 2, 3 et 4, 1991). Les modalités de l'évolution géomorphologique antérieure au Miocène terminal viennent d'être évoquées ; je tiens néanmoins à rappeler que le relief bas et régularisé, qui a succédé à la chaîne hercynienne en raison d'un nouveau contexte tectonique -tendance à l'affaissement dû à la dispersion pangéenne- et des effets de l'érosion -pénéplanation-, a pu selon moi se maintenir à travers toute l'étendue du Massif Central et pendant toute la période allant de la fin du Trias jusqu'au début du Miocène supérieur. L'efficacité de la dynamique externe et l'ampleur limitée des mouvements positifs permettent de comprendre la préservation des équilibres morphogéniques pendant une aussi longue période.

- Le terme de *primärrumpf* désigne aussi une réalité topographique. Un paysage médiocrement différencié dans lequel les notions de plateau et de vallée ne devaient pas posséder de signification, a été la traduction spatiale concrète des conditions de la morphogénèse. Pendant que des secteurs peu soulevés ou affaissés perdaient ou recevaient un minimum de matière, d'autres étaient regradés ou aggradés fortement mais aussi régulièrement. La topographie de *primärrumpf* a ainsi intégré des portions d'espace d'âges différents, d'autant plus que des panneaux de socle fossilisés sous les sédiments mésozoïques ont parfois été exhumés par l'érosion tertiaire : on peut donc la qualifier de "polygénique" -comme on peut dire de la réalité dynamique décrite précédemment qu'elle est "acyclique"- . J'ai proposé de désigner par l'expression "*Primärrumpf* alpine" soit l'état de la topographie polygénique en train d'évoluer acycliquement à un moment de son histoire -exemple : *Primärrumpf* alpine au Paléogène-, soit l'état final de l'aplanissement à la fin du Miocène moyen, avant le double changement qui a provoqué l'arrêt de son élaboration : le rafraîchissement climatique et la puissante crise tectonique fini-tertiaire, objet de cette excursion.

Dorénavant sur chaque site étudié, j'essayerai de préciser la position de la *Primärrumpf* alpine et son évolution postérieure par suite des mouvements du sol. A Givreuil ou plus généralement en Bourbonnais, la tâche est facile : la *Primärrumpf* alpine, d'une part très légèrement modifiée par la dynamique fluviale ayant accompagné l'arrivée des alluvions pliocènes, d'autre part déformée par l'affaissement synchrone de l'accumulation, correspond au plan de contact entre l'Aquitainien et les S.A.B..

Arrêt n°4 : sommet de la butte de Montord

Carte Montmarault 1/50.000ème : X = 668,5, Y = 145,3, Z = 340 m.

Ce troisième arrêt ne sera pas consacré à l'étude d'une coupe mais à celle d'un paysage.

En direction de l'Ouest (fig. 3), le socle nous domine d'une vingtaine de mètres. Il forme un vaste plan incliné qui s'élève vers la double ligne de hauteurs encadrant le "sillon houiller". Sur cinq kilomètres la surface du plateau, d'une remarquable régularité, tranche une structure complexe. Le massif granitique de Tréban en est l'élément essentiel ; lui succèdent en direction du Sud et de l'Est : des gneiss à cordiérite et à biotite ainsi qu'un affleurement bien localisé de roches appartenant au groupe leptyno-amphibolique, les leptynites de Breuilly-Cesset dont nous serons amenés à parler.

La grande faille bordière a été exploitée ici par deux vallons de ligne de faille. Ceux-ci séparent aujourd'hui avec netteté le socle d'un niveau intermédiaire perché au-dessus de la Limagne. Sauf au droit du seuil établi entre les deux vallons, où le niveau dessine un simple replat, partout ailleurs, au Nord et au Sud, le plan topographique sur lequel nous nous trouvons

forme le sommet d'une butte qui domine d'une cinquantaine de mètres la région de Montord (fig. 3). On ne peut manquer d'observer que la butte rappelle, par sa position, le chapelet de hauteurs, plus ou moins bien détachées du talus bordier, qui accompagnent la limite socle-sédimentaire depuis Châtelguyon. Comme pour toutes ces unités, les roches qui affleurent dans le plan sommital sont des calcaires à phryganes, c'est-à-dire un matériel très voisin de celui observé dans la carrière de Givreuil.

Le flanc oriental de la butte correspond à un escarpement haut de 50 mètres orienté N 15 E. Long d'environ 5,5 km, son tracé est remarquablement rigide à petite échelle, en revanche son modelé est assez heurté au niveau du détail : sur le terrain il apparaît bosselé.

Ce talus amène à un second plan, beaucoup plus vaste puisqu'il dépasse les trois kilomètres de largeur entre Montord et les Brosses. Situé entre 300 et 280 mètres, ce niveau forme un plateau dans lequel le réseau hydrographique -Sioule à l'Est, Bouble au Sud, Gaduet au Nord- a entaillé des vallées plus ou moins larges.

Le problème géomorphologique majeur posé par le paysage est de déterminer ce qu'il est advenu de la surface d'accumulation de la Limagne bourbonnaise. En effet le plan développé sur le socle, qui correspond à la portion de la *Primärrumpf* alpine regradée par l'érosion tertiaire, ne passe pas de plain pied à la zone aggradée -situation qui existe plus au Nord, à l'Ouest de Moulins par exemple, dans le secteur de la forêt domaniale de Moladier-. Ici le caractère haché, discontinu, du relief conduit le géographe à s'interroger sur l'évolution connue par la *Primärrumpf*. Deux interprétations peuvent être envisagées :

- La plus simple est d'admettre un dégagement par l'érosion différentielle des matériaux les plus résistants. La butte dominant Montord correspondrait à un niveau structural armé par les calcaires et le replat des Brosses à une vaste terrasse alluviale taillé dans des terrains "oligocènes" moins résistants du type marnes vertes.

- Une autre solution doit être mentionnée, mais elle paraît de prime abord moins vraisemblable. La tectonique serait intervenue directement : le talus de Montord correspondrait à un escarpement de faille et dénivellerait la partie aggradée de la *Primärrumpf* alpine présente sur le sommet de la butte et sur le niveau des Brosses.

La plupart des faits observés conduisent à adopter la seconde hypothèse.

Il est certain que le sommet de la butte dominant Montord ne correspond pas à un simple replat structural établi sur des roches résistantes. Deux carrières ont exploité les calcaires concrétionnés dans la première moitié du siècle. La carrière de Bransat, située entre les cotes 310-320 mètres, est toujours visible sur le flanc nord de la butte tandis que le front d'exploitation de la carrière de Coderet se devine d'ici -altitude 320-330 mètres-. Ces deux carrières ont livré des faunes de rongeurs étudiées par J. VIRET et M. HUGUENEY ; les conclusions tirées par les paléontologues sont nettes : la faune de Bransat, la plus basse et la plus orientale, appartient à la zone de St-Gérard-le-Puy -zone MN2-, celle de Coderet est nettement plus ancienne, elle est d'âge oligocène supérieur. Une faille, parallèle au grand accident bordier et à l'axe de la butte (fig. 3), sépare les 2 gisements (M. HUGUENEY, 1969). L'essentiel du jeu de la faille a été synsédimentaire ; il est synchrone de la réduction de l'aire de subsidence à l'Aquitainien. Le sommet de la butte de Montord correspond donc à deux compartiments différents :

- à l'Ouest, à la surface d'accumulation oligocène supérieur peut-être regradée mais faiblement à l'Aquitainien,

- à l'Est, à la surface d'accumulation aquitainienne.

Tout le plan sommital a sans doute été retouché par l'érosion entre l'arrêt de la subsidence et les mouvements du sol qui ont créé la topographie actuelle : cependant la perte de matière a sûrement été négligeable pour les raisons évoquées à Givreuil. Bien que l'on ne trouve pas trace des sables argileux comparables à ceux qui ont livré sur les sommets des buttes plus méridionales des fossiles néogènes, rien ne s'oppose à reconnaître dans cette surface régulière une portion de la *Primärrumpf* alpine. Où doit-on la situer un peu plus à l'Est ?

Arrêt n°5 : le replat des Brosses vu du hameau des Cailloux

Carte St-Pourçain-sur-Sioule 1/50.000ème : X = 670, Y = 142,2, Z = 290 m.

Nous sommes maintenant sur le niveau qui s'inscrit en contrebas de la butte de Montord et au-dessus des lits majeurs actuels de la Bouble et de la Sioule. La surface du plateau est comprise entre 300 et 280 m ; elle s'incline légèrement vers le Nord-Est en direction de St-Pourçain-sur-Sioule, conformément à la pente suivie par le réseau hydrographique local. On serait tenté comme la remarque en a été faite à l'arrêt précédent, d'y reconnaître une haute terrasse située à 45 mètres d'altitude relative au-dessus des talwegs. Cette interprétation est contredite par une observation attentive du substratum.

Fig: 3 LA REGION DE MONTORD

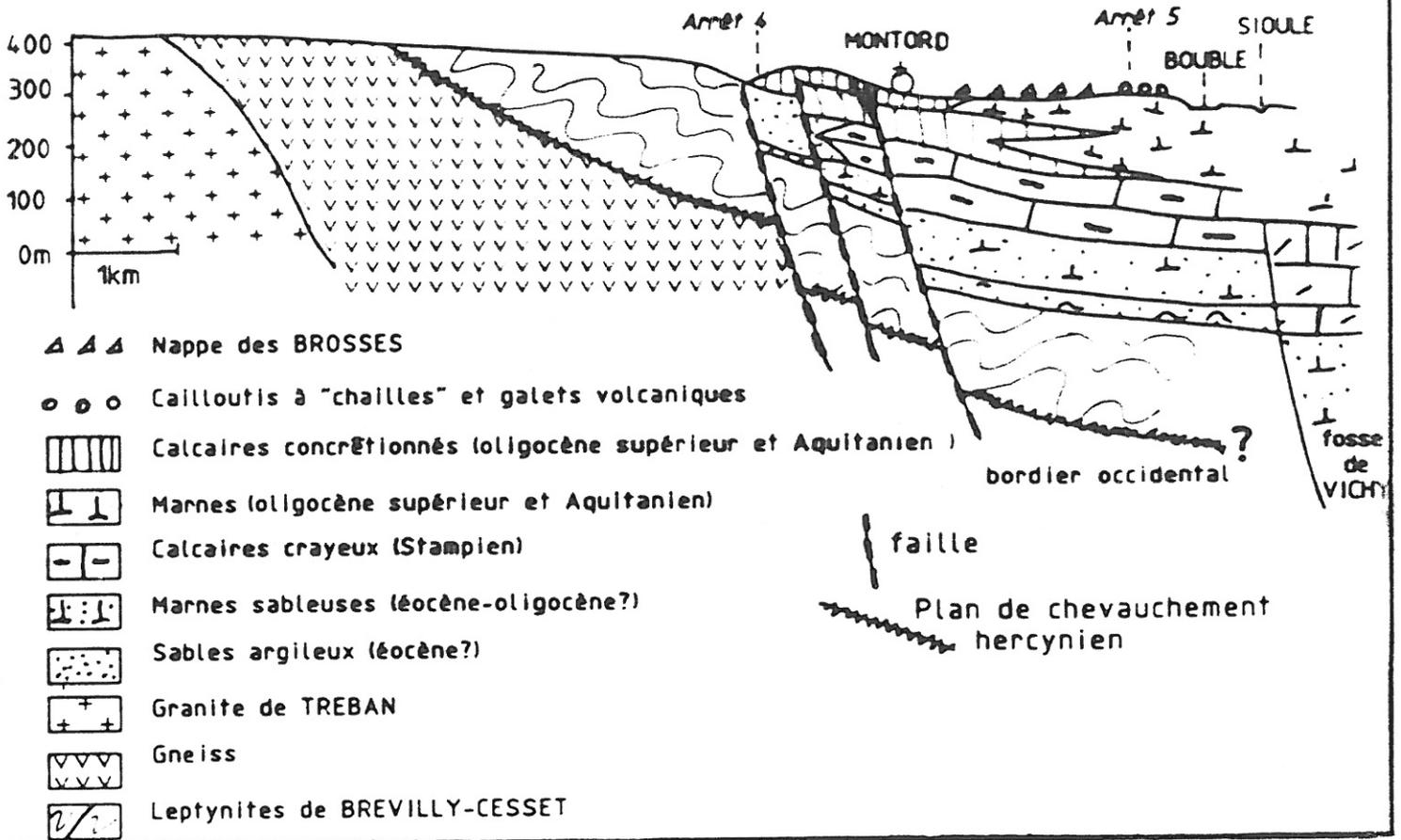
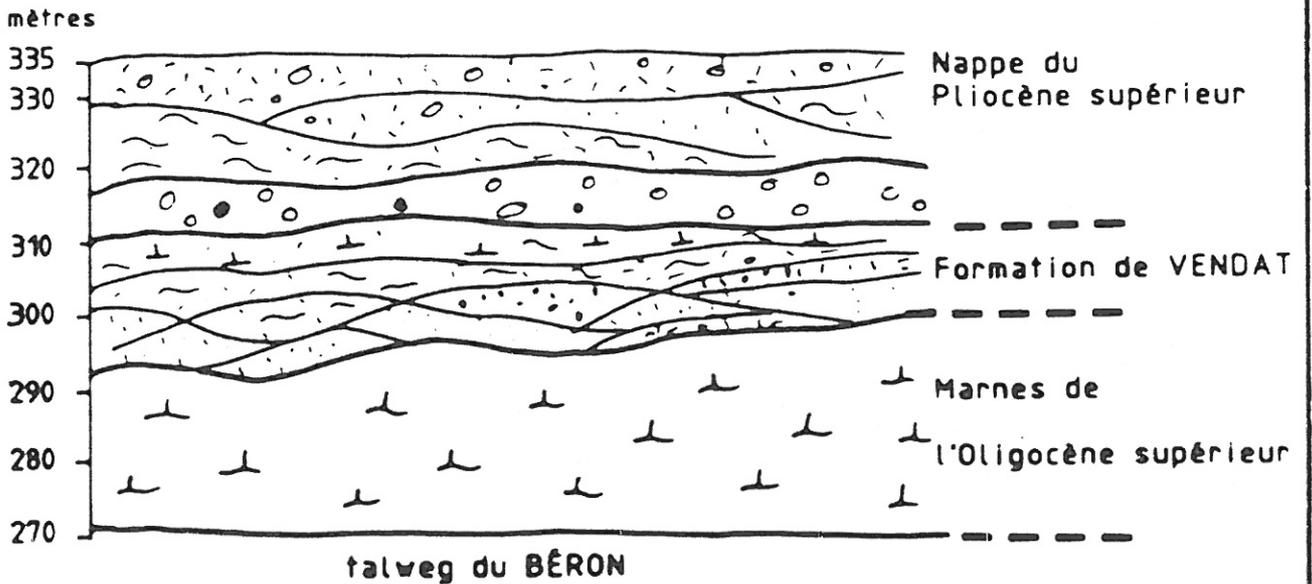


Fig: 4 COUPE DU VERSANT NORD DE VALLEE DU BERON (VENDAT)



Plusieurs types de roches affleurent dans le plan de la topographie (fig. 3) :

- Les séries carbonatées de l'Oligocène supérieur ou de l'Aquitainien sont facilement repérables autour du village de Louchy-Montfand. Il s'agit de calcaire à phryganes identiques à ceux du sommet de la butte.
- A l'Est de Montord, les sédiments tertiaires n'apparaissent plus ; ils sont recouverts par une nappe alluviale au sein de laquelle on reconnaît exclusivement des fragments peu roulés de roches cristallines ou métamorphiques et, surtout, du quartz.
- Enfin, au Sud-Est, dans un secteur dominant directement la Bouble, un mince revêtement caillouteux montre un matériel différent où figurent des "chailles" et des galets de roches volcaniques.

Une étude des minéraux lourds contenus par les sables de la nappe alluviale dite "des Brosses" (R. ETIENNE, 1979) fait apparaître, sauf sur l'extrême bordure où nous nous trouvons, une prédominance nette des apports transversaux venus de l'Ouest par rapport à ceux, longitudinaux, venus du Sud.

- Du Sud, par un paléo-Allier, éventuellement renforcé par une paléo-Sioule, vient un fort contingent de staurotide, peu ou pas accompagné par l'andalousite, pourtant fortement présente dans le bassin de la Bouble, qui s'écoule à nos pieds.

- Le flux principal, représenté par un cortège à grenat dominant, accompagné à parts égales de disthène et de sillimanite, ne peut provenir que d'une source métamorphique très limitée : les leptynites de Breuilly-Cesset, dont l'affleurement, à l'Ouest de la longue butte de Montord, ne couvre que 10 km².

Dans ces conditions, la nappe alluviale des Brosses a été alimentée essentiellement par de courts ruisseaux, comme le confirme la faible usure du matériel caillouteux. Or, cette alimentation n'a pu être réalisée que dans un contexte morphologique différent de l'actuel, la butte de Montord ne faisant pas obstacle aux apports venus de l'Ouest, comme elle le fait aujourd'hui.

Le replat des Brosses ne représente pas un niveau de creusement élaboré par le réseau hydrographique, mais un compartiment affaissé d'un plan réunissant jadis le socle et le fossé. Ce plan a été dissocié par l'apparition d'un abrupt de faille de 50 mètres de commandement, représenté par le flanc oriental rigide de la butte de Montord, qui nous fait face. Il s'agit d'une portion de la *Primärrumpf* alpine abaissée par faille et retouchée par l'érosion fluviale quaternaire -une faible régradation contemporaine du dépôt des nappes doit être envisagée-. Il est possible d'émettre des hypothèses sur l'âge de la tectonique : si de légers mouvements ont pu se produire d'une part au moment de l'apparition des pentes nécessaires à la mobilisation des altérites à l'origine des S.A.B., d'autre part lors de l'affaissement de la cuvette bourbonnaise, la mise en place du talus, avec apparition de la butte et abaissement du secteur des Brosses est postérieure au dépôt des S.A.B.. Le gisement conservé le plus proche des S.A.B. est celui qui couronne la butte de Briailles, située à 6 kilomètres au NE et en aval. La position de la *Primärrumpf* fossilisée par la nappe inférieure du Bourbonnais s'y tient vers la cote 300, soit une dizaine de mètres plus haut que l'endroit où nous nous trouvons. Cette situation insolite serait à mettre sur le compte des mouvements du sol. Le phénomène paraît daté par le changement de tracé de la Sioule qui a abandonné son secteur de confluence primitif vers St-Didier-la-Forêt, 10 kilomètres au Sud-Est, pour prendre sa direction méridienne actuelle : il serait quaternaire moyen en fonction de l'appartenance du lambeau de terrasse des Cailloux au niveau alluvial ménapien -Günz de la chronologie alpine ?- de la Sioule.

Arrêt n°6 : coupe de Vendat

Carte Vichy 1/50.000ème : X = 678,7, Y = 129,4, Z = 300 m.

La cuvette bourbonnaise proprement dite prend fin au Sud de Varennes-sur-Allier. La région de Vichy constitue une transition entre les collines vallonnées du Bourbonnais et le paysage plus heurté de Grande Limagne, composé par des buttes, des dépressions marneuses et des plateaux étagés couverts d'alluvions. Les quatre derniers arrêts de la journée vont concerner le plateau qui, de la forêt de Marcenat, au Nord, jusqu'à Randan au Sud, constitue la principale unité topographique du secteur. Ce premier arrêt a pour but de montrer la nature des terrains recouverts par les nappes alluviales superficielles et d'achever de poser le problème de l'évolution géomorphologique du Massif Central au cours du Miocène et de la première partie du Pliocène.

Le Béron est un petit cours d'eau affluent de rive gauche de l'Allier qui a creusé une vallée profonde de plus de 60 mètres dans le large interfluve boisé qui sépare les cours de l'Andelot et de l'Allier. Le versant nord de la vallée, dominé par le village de Vendat -6 km au NW de Vichy-, offre une coupe assez complète du substratum entre les cotes 270 -talweg du

Béron- et 335 -sommet de l'interfluve-. Précisée grâce aux renseignements fournis par le sondage BRGM de St-Rémy-de-Rollat -implanté 3 km au Nord- et par des observations ponctuelles sur les flancs de l'interfluve la stratigraphie s'organise de bas en haut de la façon suivante (fig. 4) :

- Les niveaux carbonatés "oligocènes", au sens large -vraisemblablement de l'Oligocène supérieur puisque la zone palynologique de Pont-du-Château définie par G. GORIN a été reconnue trois kilomètres plus au Sud lors des levés de la nouvelle carte géologique (édition 1979 de Vichy 1/50.000ème)- affleurent entre le talweg et la cote 295.
- De 295 à 310 mètres, une première formation sableuse marquée par sa granulométrie fine -absence de galets- et la présence de niveaux carbonatés, recouvre "l'Oligocène".
- Enfin sur les 25 derniers mètres, une seconde formation sableuse, aisée à reconnaître du fait de la présence de galets et de l'absence de niveaux carbonatés, couronne l'interfluve.

On peut immédiatement indiquer que les sables à galets supérieurs correspondent à des dépôts plus ou moins contemporains des S.A.B., auxquels ils ont été purement et simplement assimilés par la plupart des auteurs. Nous ne les évoquerons pas pour l'instant mais dans trois arrêts, lorsque nous pourrons les observer -arrêt Randan-. Nous nous intéresserons à la formation intermédiaire en examinant une coupe située à mi-pente, vers 300 m d'altitude. On y reconnaît, sur plus de deux mètres, une alternance de sables limoneux à graveleux de couleur jaune contenant quelques boules d'argiles. L'analyse minéralogique du matériel a livré les résultats suivants :

- Les minéraux légers sont dominés par le quartz -83 %, feldspaths potassiques = 13 %, plagioclases = 3 %-
- Le stock de minéraux lourds en est très peu important -0,04%- ; la tourmaline - 38 %-, la staurotide -27 %-, le zircon -18 %-, les oxydes de titane -5,5 %- ; l'andalousite - 3 %- et la hornblende verte -53 %- en sont les principales espèces.
- Parmi les argiles, enfin, les smectites forment 75 à 85 % du spectre, la kaolinite 10 à 15 % et l'illite 3 à 8 %.

Cette composition permet de distinguer les sables de Vendat des sédiments oligocènes. Ceux-ci sont plus riches en feldspath -30 à 40 %- et possèdent un cortège de minéraux lourds à la fois plus déséquilibré -le long de la montagne bourbonnaise le zircon peut former 90 % du stock- et plus riches en espèces fragiles -présence d'apatite-. Elle tranche aussi avec les S.A.B., marqués par la présence de minéraux volcaniques et par un cortège d'argiles où la kaolinite est toujours majoritaire.

L'extension de la formation de Vendat a été reconnue par les géologues du BRGM. Elle occupe une aire de 90 km² qui s'étend principalement entre les cours du Béron et de l'Andelot. D'épaisseur comprise entre 25 et 12 mètres, elle s'est déposée dans un large ombilic dissymétrique -la profondeur maximale observée vers Broût-Vernet est très proche de sa limite occidentale-.

Les caractères particuliers des sédiments conduisent à formuler plusieurs remarques :

- Ils ont été piégés par des mouvements du sol, en l'occurrence une reprise locale et temporaire de la subsidence.
- L'organisation du dépôt et sa granulométrie fine -l'absence de galets, l'importance des argiles- relèvent d'une mise en place par un cours d'eau de faible pente longitudinale. On ne peut manquer d'opérer sur ce plan un rapprochement avec toutes les alluvions miocènes datées des limagnes -sables de Gergovie ou de Givreuil-.
- La nature des minéraux lourds assez semblable à celle obtenue à Givreuil et à Gergovie (R. MEILHAUD, 1956), avec une forte quantité des mêmes espèces résistantes, tourmaline et staurotide, semble renforcer l'hypothèse. Comme il s'agit là aussi du spectre dominant des sables de Sologne, on est tenté de supposer que l'on détient enfin un authentique et important témoin du réseau qui s'est organisé au cours du Miocène suivant un tracé méridien.
- Il est impossible de situer avec précision les bassins-versants qui ont alimenté la sédimentation. La tourmaline a pu provenir du Livradois, des plateaux granitiques de la Sioule moyenne ou de la Margeride. Quant à la staurotide, elle a été libérée en abondance par les séries métamorphiques de la haute et basse Sioule, par celles de l'Alagnon et par une bonne partie du bassin-versant du haut Allier. L'hypothèse la plus vraisemblable paraît être une alimentation à longue distance depuis le Sud.

En résumé, la formation de Vendat pourrait constituer le dépôt le plus important d'un phénomène capital : l'organisation d'un vaste bassin Loire-Allier -il aurait comporté à cette époque le secteur drainé par la Truyère, voir la 3ème journée-. Les principales conclusions géomorphologiques que l'on peut tirer de cet épisode semblent claires. Il s'est produit alors une modification sensible des pentes : les transports latéraux courts du Paléogène, qui

prédominant encore au moment du dépôt des "sables feldspathiques", ont laissé la place à un courant longitudinal. Le caractère épuisé de la formation sur le plan minéralogique serait une conséquence de la valeur réduite des déclivités -ce que confirme la granulométrie-. Sur le plan tectonique, cette modicité des pentes pourrait indiquer l'amorce d'un bombement épirogénique dissymétrique à l'échelle de tout le Massif Central et cela en l'absence de mouvements différentiels locaux. La formation de Vendat n'a jusqu'à présent livré aucun fossile, on ne peut donc pas dater avec certitude les événements qui viennent d'être décrits. Le parallèle établi avec Givreuil et Gergovie inciterait à proposer un âge burdigalien et/ou miocène moyen. Le transit des alluvions fines dans l'axe des limagnes s'est néanmoins poursuivi jusqu'à l'arrivée des galets provoquée par l'amorce du soulèvement des horsts. Nous verrons au cours des deuxième et troisième journées que ces déformations ne se sont pas partout produites au même moment. Il n'est pas impossible qu'une partie des sables à tourmaline et staurotide date du Miocène supérieur. La formation de Vendat doit d'abord être considérée comme un matériel alluvial typique de la *Primärrumpf* alpine dans sa période terminale.

Arrêt n°7 : site de Hurlevents

Carte Vichy 1/50.000ème : X = 686,3, Y = 123,2, Z= 425 m.

Le site de Hurlevents -2 km au SSE de Vichy- occupe le sommet de la plus haute des buttes jalonnant la limite orientale de la Limagne bourbonnaise. Il s'agit d'un entablement lié à des calcaires concrétionnés. Les données géologiques et géomorphologiques sont rigoureusement conformes à celles établies à Montord. L'arrêt portera sur l'analyse du paysage visible au premier et moyen plan, à savoir la vallée de l'Allier et le plateau de Randan.

Nous nous intéresserons d'abord à l'interfluve boisé qui ferme l'horizon immédiat de Randan, au Sud, à la forêt de Marcenat, au Nord. Les altitudes culminantes -qui ne déterminent pourtant pas une ligne de partage des eaux entre les cours de l'Andelot et de l'Allier puisque le Béron les recoupe en biais- s'abaissent d'une centaine de mètres sur une distance légèrement supérieure à 20 kilomètres -à titre de comparaison les interfluves qui entourent l'Allier dans la cuvette bourbonnaise descendent de moins de 50 mètres sur plus de 50 kilomètres de distance, la pente longitudinale y est donc 5 fois plus faible !-. La déclivité des altitudes dans l'axe du plateau n'est pas régulière. La figure 5 permet de le constater. Après une section entre Randan et Brugheas où la pente est voisine de 0,3 %, celle-ci s'accélère brusquement en face de nous, entre Brugheas et Vendat, où elle frôle 0,6 % -elle double à peu près- pour dessiner ensuite un net palier -0,15 %- au-dessus de St-Rémy-de-Rollat. La zone médiane en forte déclivité correspond au jeu d'une flexure qui a affecté le sous-sol après le Pliocène supérieur (A. LE GRIEL, 1978). La démonstration est simple à assurer. La partie la plus élevée du plateau de Randan est recouverte par une série sablo-argileuse à galets dont l'épaisseur varie entre 20 et 30 mètres. Il s'agit d'un sédiment plus ou moins contemporain des S.A.B. -voir l'arrêt Randan-. Or le mur de la formation enregistre une déformation identique à très peu de chose près à celle de l'interfluve, soit une dénivellation d'une cinquantaine de mètres entre Brugheas -base observée à la cote 360- et Vendat -base observée à 310 m-. Le mur des dépôts pliocènes passe ainsi d'une altitude relative au-dessus du cours actuel de l'Allier de + 115 mètres à Randan à seulement + 60 mètres à l'Ouest de St-Germain-des-fossés -à Neuilly-le-Réal, au 1er arrêt, on peut l'estimer à + 20 m-.

Au premier plan, la vallée de l'Allier présente un profil entièrement dissymétrique : la rivière coule aujourd'hui au pied d'un versant oriental rectiligne, haut de 170 mètres, tandis qu'une série de niveaux étagés marquent son versant ouest. Il est assez difficile de repérer dans le paysage tous les replats, ils ont été portés sur la figure 5. Si l'on ne tient pas compte de phénomènes de dédoublement de certaines nappes, on repère par exemple à l'Est de Randan pas moins de 5 terrasses. Les trois plus basses se retrouvent de façon presque continue d'un bout à l'autre du transect étudié. De bas en haut, on reconnaît :

- Une basse terrasse -Fx de la nouvelle carte géologique 1/50.000ème-. Exception à la règle, elle est parfois en rive droite de l'Allier. Le matériel qui la compose étant marqué par de forts pourcentages -50 % ou plus- d'olivine parmi les minéraux lourds, elle se rapproche de la nappe à galets présente sous le lit majeur actuel ; elle date donc vraisemblablement de la dernière période froide -"Weichsélien" ou "Würm" ancien-.

- Une moyenne terrasse -Fv de la carte géologique-. Souvent dédoublée, elle domine de vingt à trente mètres l'Allier. Son spectre de minéraux lourds est lui aussi caractéristique : il associe les clinopyroxènes aux amphiboles et à une quantité très variable mais toujours présente d'olivine. Un âge pléistocène moyen -complexe rissien en terme de glaciation alpine- est probable.

- Une haute terrasse -Fw de la carte géologique-. Ce niveau est le plus intéressant parce qu'il est le premier à voir son altitude relative varier de façon notable du Sud - + 60 mètres- au Nord - + 50 mètres-. Il permet donc de caler la fin du jeu de la flexure de

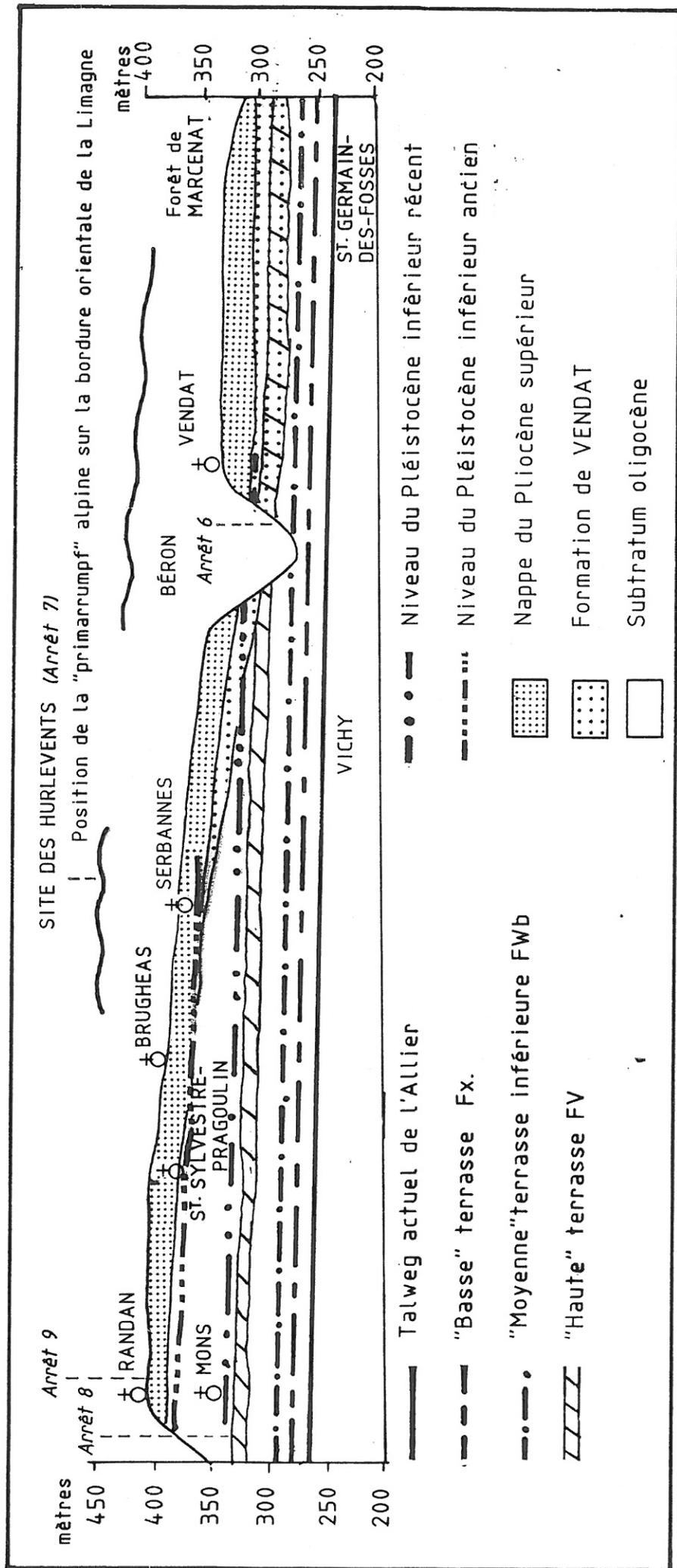


Fig: 5 LA FLEXURE DE VICHY

Vichy. Le principal critère pour dater la nappe alluviale est, là encore, son association de minéraux lourds qui est fortement influencée par l'activité volcanique initiale du massif du Sancy -épisode phonolitique et début des émissions trachyandésitiques (J. F. PASTRE, 1987)-. Elle pourrait en conséquence s'être déposée entre 1 M.A. et 0,95 M.A. si on admet une alimentation éolienne directe, un peu plus tard, entre 0,9 et 0,8 M.A., si l'on privilégie une mise en place par la dynamique périglaciaire -voir l'arrêt des Rigaudanches-

Deux autres niveaux s'intercalent entre la terrasse précédente et le sommet du plateau dans la partie méridionale du transect :

- Le plus bas débute vers Mons au Sud et s'achève à proximité de la vallée du Béron. Les cotes approximatives du replat topographique qu'il forme sont comprises entre 341 mètres à l'amont - + 90 m d'altitude relative- et 310 mètres à l'aval - + 70 m-. Son matériel qui présente souvent un faciès sablo-graveleux, possède un cortège de minéraux lourds assez hétérogène où la participation des espèces volcaniques varie entre 15 et 90 %. Le phénomène, associé à la faible représentation du grenat parmi les minéraux du socle, paraît indiquer ici l'importance des remaniements.

- Le niveau immédiatement inscrit au-dessous des altitudes culminantes est le plus court : il disparaît d'une manière certaine à hauteur de Vichy. Recouvert par une nappe à galets de 3 mètres d'épaisseur, son altitude relative s'abaisse de + 115 à + 103 mètres. Les augites caractérisent son spectre de minéraux lourds. On ne dispose ici d'aucun critère certain de datation pour ces deux niveaux, étant entendu qu'ils se sont a fortiori déposés au Quaternaire inférieur. Le plus haut niveau, marqué par l'activité trachyandésitique des Monts Dore et par le volcanisme du Devès (J. F. PASTRE, 1987), pourrait s'être élaboré entre 2 et 1,6 M.A.. Quant à la terrasse inférieure, elle est selon toute vraisemblance contemporaine du ralentissement des phénomènes éruptifs entre 1,5

Les rapports spatiaux qu'entretiennent les différentes nappes sont clairs : la pente de leur profil en long est d'autant plus forte que leur âge est ancien. Le jeu de la flexure de Vichy a débuté après le dépôt des sédiments supérieurs, il affecte encore légèrement les alluvions de la fin du Pléistocène ancien. On doit en conclure que toute la Grande Limagne s'est soulevée au-dessus de la cuvette bourbonnaise d'une soixantaine de mètres dans la première moitié du Quaternaire.

Ces mouvements semblent synchrones de ceux envisagés à Montord. Une situation symétrique s'observe : la bordure orientale du fossé s'est élevée et le plancher de la zone demeurée basse s'est, au contraire, légèrement affaissé, en attirant le réseau hydrographique. Cette déformation expliquerait la distribution des terrasses en rive gauche de l'Allier et la tendance de la rivière à déplacer son cours vers l'Est pendant toute la durée du Quaternaire. Sans tenir compte de l'action inévitable mais modérée de l'érosion aréolaire récente, on peut émettre l'hypothèse que le sommet de la butte du Vernet a appartenu à la *Primärrumpf* alpine. Grâce à elle il est possible d'estimer l'ampleur du rejeu de la faille suivie par le cours actuel de l'Allier : la base des dépôts pliocènes est à l'Ouest de la butte vers 340 soit une centaine de mètres en contrebas, c'est donc une valeur un peu supérieure à ce chiffre qu'il faut donner au rejet dans le secteur de Vichy. Le talus qui domine l'Allier est un escarpement composite dû pour l'essentiel à la tectonique et pour partie à l'action du creusement de la rivière.

Arrêt n°8 : Gravières des Rigaudanches

Carte Maringues 1/50.000ème : X = 684,6, Y = 112,3, Z = 315 m.

Nous sommes sur le versant nord du Buron, à l'extrémité sud-orientale du plateau de Randan. L'Allier coule trois kilomètres à l'Est, vers la cote 263. Le replat qui nous domine légèrement est établi à 326-327 mètres d'altitude. On aperçoit au-dessus de nous le village de Mons bâti sur un niveau plus élevé d'une quinzaine de mètres (fig. 5). Une gravière, profonde de 7 mètres, a été ouverte dans des alluvions à galets. Elle montre la partie inférieure d'une nappe dont l'épaisseur dépasse 12 mètres -sondage à 1,5 km au Nord-. Les marnes de l'Oligocène affleurent sur le plancher de l'exploitation ; elles sont recouvertes par un cailloutis emballé dans une matrice sablo-gravelo-limoneuse -les éléments inférieurs à 50 microns peuvent atteindre 10 %-. La fraction grossière du matériel est intéressante : elle comporte des blocs mais surtout des galets -moyenne 5 à 6 cm de grand axe- parmi lesquels les roches du socle -quartz, roches cristallines et métamorphiques- occupent une place voisine de celle des roches volcaniques -basaltes mais aussi trachyandésites et phonolites-. Les observations effectuées par J. F. PASTRE (1987) sur la pétrographie et la minéralogie du matériel fournissent les éléments de datation les plus précis. Des galets de trachyandésites à pâte rouge oxydée caractéristique des lahars montdoriens dits de seconde génération ou de "Fontenille-St-Julien" (M. H. LY, 1982) ont été reconnus dans les 3/4 supérieurs de la coupe. Leur présence signifie que le dépôt s'est formé depuis moins de 0,95 M.A. -âge des lahars établi par téphrochronologie dans la région des

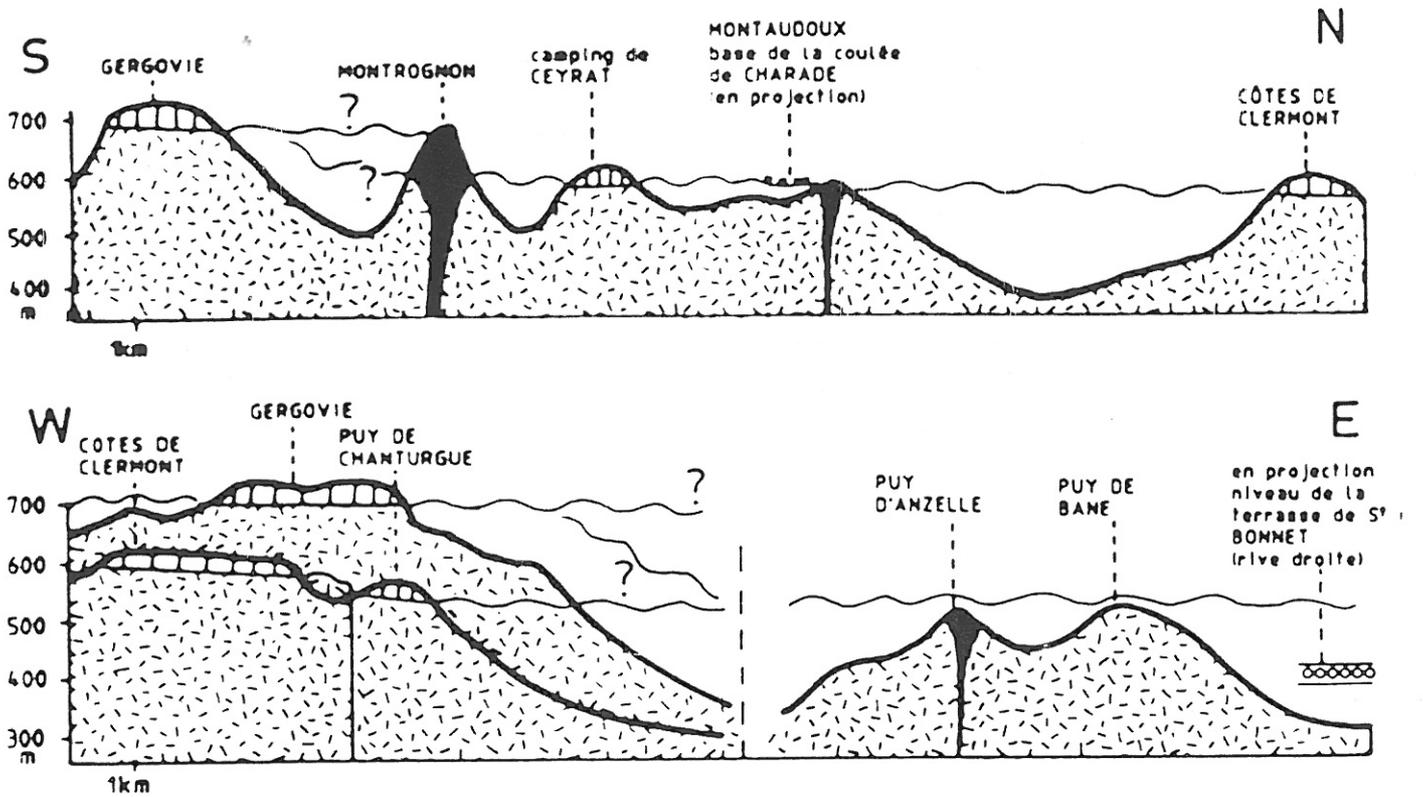


Fig: 6 Les relations entre les buttes volcaniques et la "primärrumpf" alpine autour de CLERMONT-FERRAND

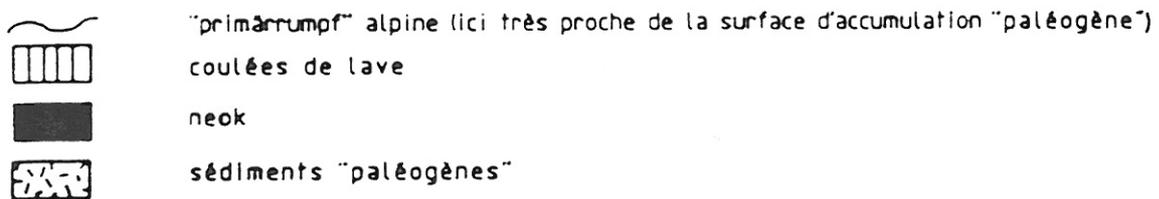
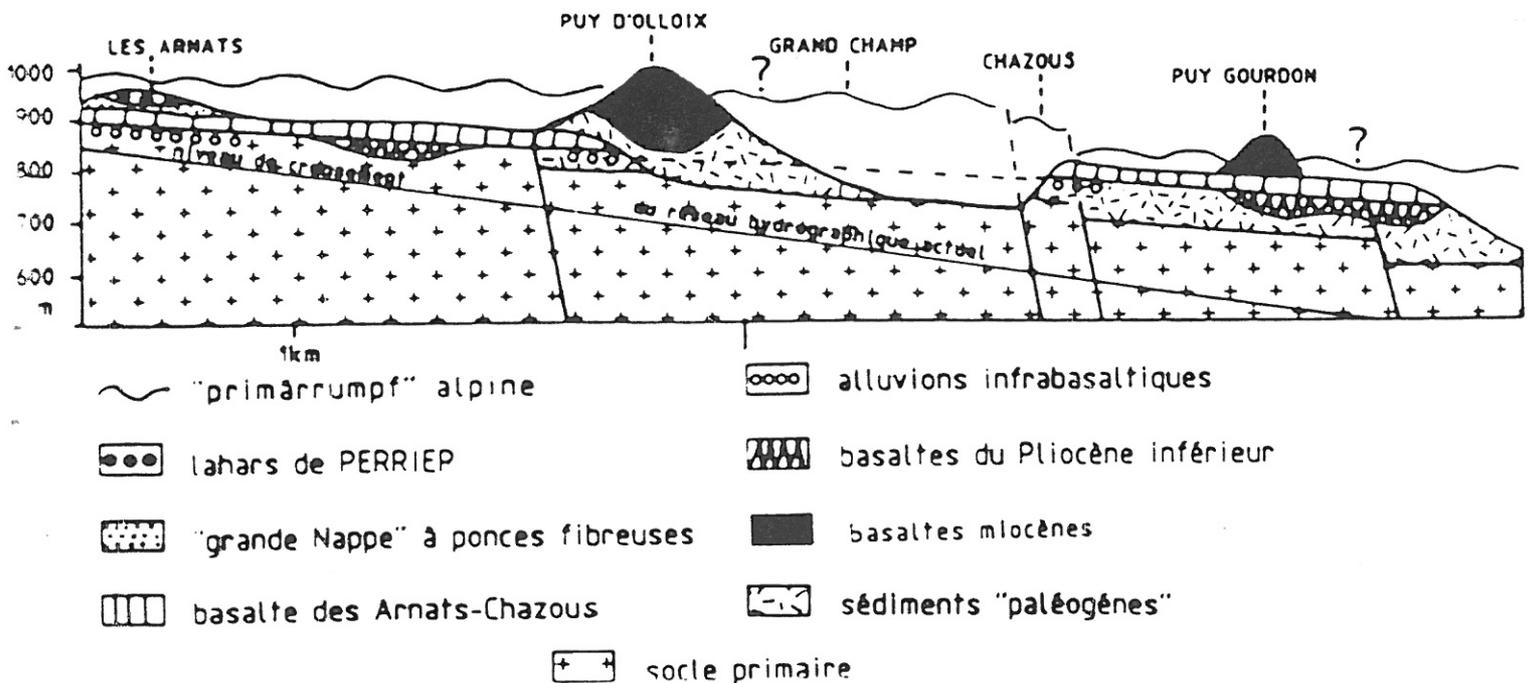


Fig: 7 L'évolution géomorphologique pliocène de la région de TREIZANCHES



Couzes-. Les minéraux lourds donnent des indications différentes. Dans les 2/3 inférieurs de la coupe, ils sont dominés par les amphiboles brunes associées à des augites brunes et, en plus faible proportion, à l'augite verte et du sphène. Des zircons volcaniques d'une morphologie bien particulière -type D pyramidal de J. P. PUPIN- les accompagnent. Ce spectre est très proche de celui des alluvions infralahariques de la Couze Chambon, elles-mêmes antérieures à la nappe de ponce remaniée de Coudes dont l'âge a été estimé à $1,06 \pm 0,3$ M.A. Il y a donc décalage entre l'âge donné par les minéraux -plus vieux- et les roches -plus jeunes-. L'écart est en sens inverse de celui auquel on s'attendrait, l'arrivée des sables à l'aval -qu'elle se fasse par transport fluviatile ou éolien- devant être plus rapide. L'accord entre pétrographie et minéralogie ne se réalise que dans le cailloutis supérieur avec la prépondérance des clinopyroxènes verts -représentatifs d'une activité trachyandésitique à tendance basique-. Les niveaux les plus élevés de la coupe ont par ailleurs livré un cortège particulier à augite verte, sphène, amphibole et apatite -activité trachytique plus acide que la précédente-. Une telle succession se rencontre à peu de chose près dans la terrasse de la Croix-St-Antoine située à la même altitude relative au-dessus d'Issoire. Ses liens avec les divers épisodes éruptifs du massif du Sancy peuvent être établis. Un âge radiochronologique des émissions trachytiques a été obtenu à la Croix-St-Antoine -traces de fission sur sphène-, il est de $0,91 \pm 0,17$ M.A. (A. CHAMBAUDET et J. COUTHURES, 1981).

Pourquoi entrer dans les détails au sujet de la datation de ce niveau ? Tout simplement en raison de son importance stratigraphique et des renseignements qu'il peut donner en matière de relation entre dépôt des terrasses et événements climatiques (A. LE GRIEL 1991, pp. 546-547). D'épaisseur assez remarquable et, surtout, d'extension exceptionnelle le long des grands cours d'eau du Massif Central, ce niveau a été souvent désigné dans la littérature par l'expression pratique mais ambiguë de "haute terrasse". De fait il s'agit de la plus ancienne des nappes communes. Conformément à l'idée devenue classique d'un rapport de cause à effet entre crise froide pléistocène et dépôt alluvial, on est donc tenté d'établir un parallèle entre ce niveau et la première grande phase de refroidissement accentué du Quaternaire. Les observations palynologiques faites par D. ABLIN (1985) sur l'évolution de la flore de Ceyszac paraissent confirmer l'hypothèse. Analysant dans le bassin du Puy les échantillons recueillis au sommet de la sédimentation, sous des coulées de basaltes qui ont donné des âges radiochronologiques compris entre 0,95 et 0,85 M.A. mais une polarité inverse -fin de Matuyama vraisemblable-, D. ABLIN a montré qu'un changement profond dans les mécanismes de transformation de la végétation s'était alors produit. Pour la première fois, dans une série qui débute au Pliocène supérieur, il lui est apparu que les dégradations périodiques subies par la flore ne pouvaient être expliquées en termes de sécheresse -installation d'une steppe méditerranéenne- mais de baisse de la température -avec diminution des herbacées xérophiles-. Elle a proposé de corréliser ce phénomène avec le Ménapien de Hollande qui débute sur le plan du paléomagnétisme à la fin de l'événement de polarité directe de Jaramillo -0,95 à 0,89 M.A.-. Comme, d'une part, J. COUTHURES a obtenu un âge de $0,9 \pm 0,25$ M.A. par traces de fission sur apatite pour un niveau fossilifère antérieur à un changement de paysage végétal -paléomagnétisme direct-, et que, d'autre part, les courbes climatiques données par les carottes océaniques indiquent le premier fort refroidissement vers 0,85 M.A., on se trouve face à un problème de corrélation entre des alluvions données pour antérieures à 9 M.A. par leur rapport avec le volcanisme et une crise climatique en apparence inscrite entre 9 et 8 M.A. Il faut :

- soit constater qu'il n'y a pas eu synchronisme entre le refroidissement ménapien et le dépôt de la nappe alluviale de la "haute" terrasse,
- soit considérer que les méthodes radiochronologiques ne donnent pas des renseignements précis,
- soit admettre que l'alimentation éolienne directe des dépôts par les manifestations volcaniques n'a pas été la règle mais plutôt l'exception.

Dans la mesure où l'analyse de la coupe des Rigaudanches démontre la réalité des phénomènes de remaniement, cette dernière solution semble la plus logique. Des relais par des nappes plus anciennes ou par les sols régionaux ont pu intervenir entre éruption et sédimentation définitive. Courts dans l'espace -d'où la fraîcheur des minéraux et l'homogénéité des spectres- mais parfois longs dans le temps, de tels phénomènes imposent de nuancer certains résultats de la téphrochronologie ; ils ne sauraient cependant pas remettre en cause leur incontestable intérêt.

Arrêt n°9 : Sablière de Randan

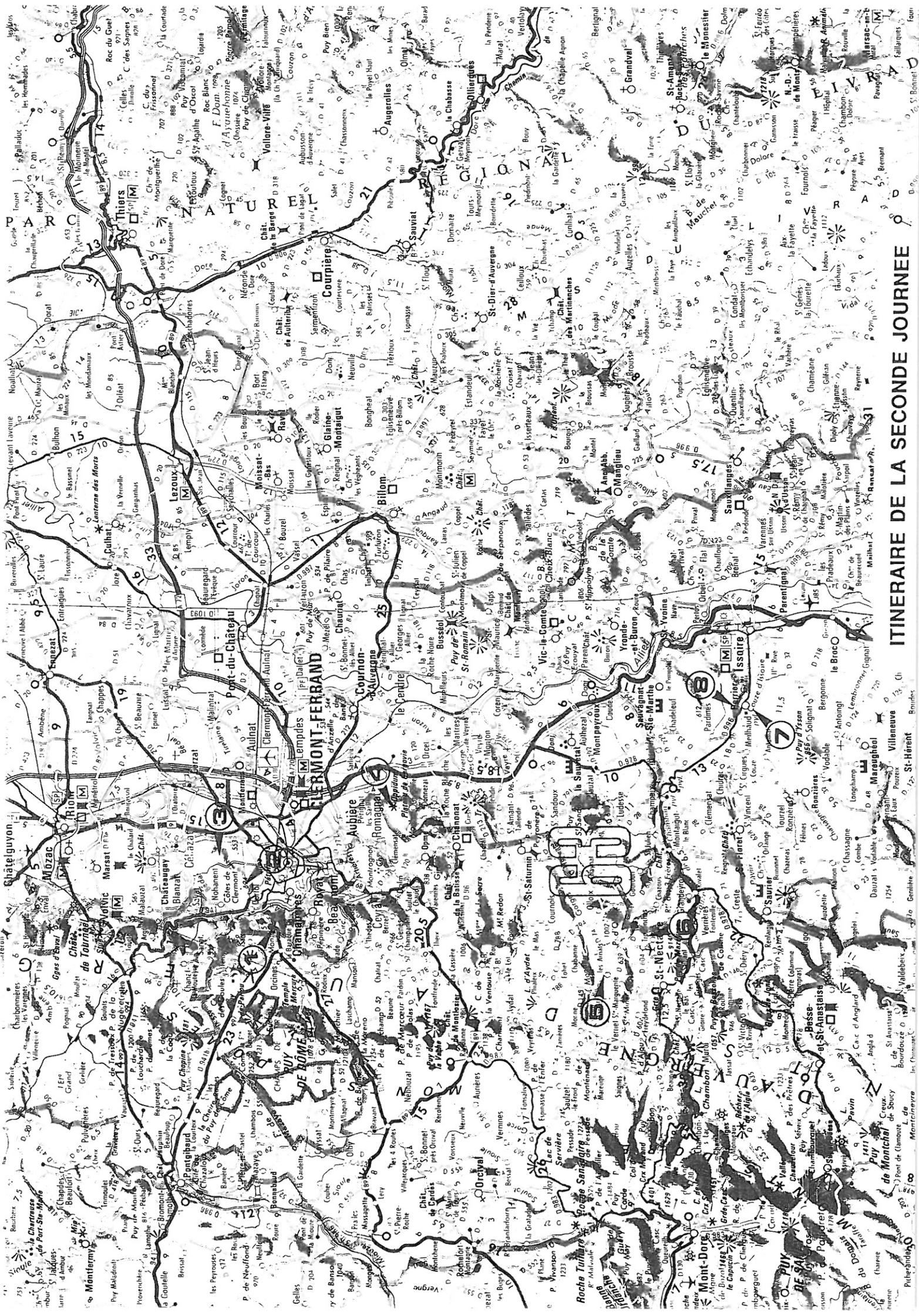
Carte Maringues 1/50.000ème : X = 678,1, Y = 113,7, Z = 396 m.

La coupe, haute de 7 mètres, permet d'observer une partie du matériel qui sous-tend le plateau de Randan. Elle débute, sur un mètre, par un niveau sablo-graveleux assez fortement pédogénétisé -horizon Bs- emballant des quartz, des "chailles", et des fantômes de roches cristallines ou volcaniques. Des horizons silto-argileux, beiges, grisâtres ou roux, se succèdent

ensuite sur deux mètres d'épaisseur, ils recouvrent trois mètres de sables jaunes grossiers à fins disposés en stratification horizontale ou oblique. Enfin, dans le fond de la sablière, apparaissent, sous un lit de petits galets épais de 10 à 30 centimètres, des lentilles de sables de granulométrie un peu plus grossière -galets polygéniques et graviers-.

A proximité de Randan, sur la bordure du plateau dominant la Limagne marneuse, de très nombreuses coupes de plus petite taille montrent des faciès latéraux ou des niveaux inférieurs. Elles conduisent à reconnaître une organisation générale du dépôt semblable à celle des S.A.B. : une formation à galets, comprenant des roches du socle et des laves, sert de semelle à un corps principal sablo-graveleux. Malgré l'absence de l'horizon argileux intermédiaire, on est très tenté d'admettre une identité entre les séries. Or cette hypothèse est à coup sûr irrecevable : les alluvions qui jalonnent les parties les plus élevées du plateau ne sont pas toutes contemporaines de celles de la cuvette bourbonnaise. Certaines sont plus anciennes d'autres sont plus récentes. C'est ce qu'indique l'analyse des rapports entre le volcanisme montdorien et la sédimentation par le biais des cortèges de minéraux lourds. J. F. PASTRE (1987) n'a pas retrouvé dans les sables de Randan de trace des espèces caractéristiques de la "Grande Nappe de ponces fibreuses", espèces pourtant présentes dans la formation inférieure des S.A.B.. Cela signifie que la sédimentation sableuse fine de position intermédiaire s'est opérée ici avant 2,9 M.A. -âge supposé de la Grande Nappe-. Comme le secteur de Vendat présente au contraire des niveaux riches en augite, son matériel est vraisemblablement postérieur à l'arrêt de la subsidence de la cuvette bourbonnaise qui n'en contient pas.

La nappe alluviale du plateau de Randan est donc composite. Elle est formée d'alluvions du Pliocène supérieur qui se sont imbriquées les unes dans les autres à des périodes diverses, au rythme de mouvements locaux du sol en grande partie indépendants du processus d'affaissement régulier et lent de la cuvette bourbonnaise.



ITINERAIRE DE LA SECONDE JOURNEE

1 Montfermeil
2 Chartrouze
3 Pontoncharraud
4 Lezoux
5 Châteaugay
6 Courpierre
7 Billom
8 Courpierre
9 Clermont-Ferrand
10 Lezoux
11 Courpierre
12 Courpierre
13 Courpierre
14 Courpierre
15 Courpierre
16 Courpierre
17 Courpierre
18 Courpierre
19 Courpierre
20 Courpierre
21 Courpierre
22 Courpierre
23 Courpierre
24 Courpierre
25 Courpierre
26 Courpierre
27 Courpierre
28 Courpierre
29 Courpierre
30 Courpierre
31 Courpierre
32 Courpierre
33 Courpierre
34 Courpierre
35 Courpierre
36 Courpierre
37 Courpierre
38 Courpierre
39 Courpierre
40 Courpierre
41 Courpierre
42 Courpierre
43 Courpierre
44 Courpierre
45 Courpierre
46 Courpierre
47 Courpierre
48 Courpierre
49 Courpierre
50 Courpierre
51 Courpierre
52 Courpierre
53 Courpierre
54 Courpierre
55 Courpierre
56 Courpierre
57 Courpierre
58 Courpierre
59 Courpierre
60 Courpierre
61 Courpierre
62 Courpierre
63 Courpierre
64 Courpierre
65 Courpierre
66 Courpierre
67 Courpierre
68 Courpierre
69 Courpierre
70 Courpierre
71 Courpierre
72 Courpierre
73 Courpierre
74 Courpierre
75 Courpierre
76 Courpierre
77 Courpierre
78 Courpierre
79 Courpierre
80 Courpierre
81 Courpierre
82 Courpierre
83 Courpierre
84 Courpierre
85 Courpierre
86 Courpierre
87 Courpierre
88 Courpierre
89 Courpierre
90 Courpierre
91 Courpierre
92 Courpierre
93 Courpierre
94 Courpierre
95 Courpierre
96 Courpierre
97 Courpierre
98 Courpierre
99 Courpierre
100 Courpierre

2ème journée: La région de Clermont-Ferrand et le Pays des Couzes

Arrêt n°4 : Gergovie

Carte Veyre-Monton 1/50.000ème : X = 661,3, Y = 80,5, Z = 715 m.

On peut s'interroger depuis ce point de vue sur les effets de la crise diastrophique finitertiaire à l'échelle de toute la partie clermontoise de la Grande Limagne. Le principal problème posé par ce paysage de buttes est de faire la part des mouvements tectoniques et des reprises d'érosion liées à l'encaissement du réseau hydrographique. Pour espérer résoudre la difficulté, le paléogéographe n'a pas d'autre moyen que de tenter de retrouver la position actuellement occupée dans la topographie par les fragments de la *Primàrrumpf* alpine.

L'évolution morphogénique paléogène de la région semble avoir été très proche de celle reconnue en Bourbonnais. La série sédimentaire oligocène montre très souvent des faciès fins - argiles sableuses, marnes, calcaires concrétionnés- au contact ou à proximité des accidents bordiers. Si les séries sableuses paraissent plus nombreuses qu'en Bourbonnais, l'impression tient à la présence de longues pentes offrant de multiples coupes, car il est bien certain que la fraction détritique sablo-graveleuse a partout été entraînée jusqu'à la zone de sédimentation.

L'originalité du secteur a tenu surtout à deux phénomènes :

- La subsidence ne s'est pas arrêtée de façon brusque comme cela semble avoir été le cas un peu partout ailleurs en Limagne. Des sables argileux ont continué de se déposer sur une aire limitée correspondant à la bordure occidentale de la fosse de Riom. Grâce à la paléontologie on sait que le phénomène s'est poursuivi au moins jusqu'au début de l'Aquitainien supérieur -gisement de Marcoin-. Baptisés "Sables feldspathiques" par J. GIRAUD (1902), qui les a datés du Burdigalien en fonction de leur convergence de faciès avec les Sables de Sologne, ils sont en tout point identiques au matériel interstratifié dans la série paléogène (A. LE GRIEL 1991, pp. 436-437). Leur signification dynamique étant semblable à celle des autres dépôts oligocènes, ils n'offrent donc pas un intérêt particulier pour le géomorphologue.

- Il n'en va pas de même de la seconde caractéristique locale : des manifestations volcaniques diverses -phréatomagmatisme, éruptions stromboliennes- ont mis en place des roches pyroclastiques à l'intérieur des séries paléogènes ou ont provoqué des épanchements de laves fluides qui les ont recouvertes. Ces phénomènes, qui semblent avoir débuté à l'extrême fin du Paléogène et se sont poursuivis jusqu'au Quaternaire, constituent le meilleur atout pour le chercheur. Ils ont en effet contribué à "armer" les sédiments tendres de Limagne et ainsi permis la conservation de portions de la *Primàrrumpf* alpine. Bien entendu le matériel volcanique, suivant son âge ou ses modalités de mise en place, n'a pas entretenu les mêmes relations géométriques avec la topographie régularisée antérieure à la crise tectonique finitertiaire. Les coulées miocènes ont recouvert des plans plus ou moins étendus qui sont d'un secours précieux et direct - exemples des côtes de Clermont et de Châteaugay-. Les pépérites des diatrèmes ont consolidé l'encaissant et forment des necks dont l'altitude actuelle permet d'établir par défaut le niveau atteint par la surface d'accumulation paléogène -exemple du massif de Cournon-d'Auvergne ou du Puy de Montaudoux-. Les culots basaltiques posent le problème de leur relation exacte avec la topographie miocène. Certains ont pu appartenir à des cheminées de cônes volcaniques qui dominaient le plan de la *Primàrrumpf* : ils désignent par excès l'altitude de la surface de remblaiement -exemple du Montrognon ?-. Au contraire, il va sans dire que les coulées quaternaires, postérieures à la phase de soulèvement du plancher de la Grande Limagne reconnue à Randan, se sont inscrites en contrebas de la topographie fondamentale.

Si les faits observés à la Montagne Percée et aux côtes de Clermont sont bien calés du point de vue chronologique par la datation potassium-argon, on détiendrait la preuve que la

partie clermontoise de la Grande Limagne est demeurée sur le plan du niveau de base régional jusqu'au Pliocène supérieur. Cela signifie que, même développée sur des roches tendres, la *Primàrrumpf* a pu être conservée en Limagne jusqu'à l'aube du Quaternaire. Entre Clermont et Riom, les différentes altitudes auxquelles on retrouve aujourd'hui le sommet de la sédimentation tertiaire protégée par des coulées basaltiques sont à mettre sur

le compte de mouvements du sol récents. Leur ampleur atteint 150 mètres entre les côtes de Clermont -600 m- et la plus basse des collines de Cébazat -450 m-

Au Sud de Clermont-Ferrand, l'analyse géomorphologique conduit à reconnaître une situation rigoureusement conforme à la précédente : la tectonique a dénivélé une topographie correspondant le plus souvent à la surface d'accumulation paléogène, parfois à des formes structurales volcaniques. En utilisant deux séries d'observations (A. LE GRIEL 1991, pp. 92-95), à savoir d'une part les hauteurs maximales atteintes par les terrains sédimentaires le long du socle, d'autre part les jalons fournis par les roches volcaniques, il semble possible de mettre en évidence des déformations postmiocènes :

- Le massif de Cournon-d'Auvergne, consolidé par des pépérités, permet de situer la position de la *Primàrrumpf* vers 550-560 m dans l'axe de l'Allier. Le Puy de Mur en rive droite serait légèrement soulevé par rapport à lui. Il occuperait un niveau voisin de celui observé aux côtes de Clermont, niveau que l'on retrouve au Sud de la ville.

- Trois indices conduisent à placer la *Primàrrumpf* alpine vers 600 mètres dans le secteur de Beaumont. Les terrains paléogènes s'appuient contre le socle à une altitude comprise entre 600 mètres à l'Ouest de Boisséjour et 620 mètres au-dessus de Ceyrat. Le Puy de Montaudoux, qui correspond à la partie supérieure d'un diatrème, culmine à 589 mètres. Enfin la coulée du camping de Ceyrat, qui pourrait provenir du Puy de Berzet -souvent attribué au "Villafranchien" en raison de la conservation de son cône de scories-, recouvre un plan situé entre 590 et 600 mètres -c'est également à cette altitude qu'était visible, avant sa destruction récente, la partie terminale de la coulée de Charade-.

- C'est nettement plus haut que se trouve aujourd'hui la *Primàrrumpf* au Sud de Romagnat. En laissant de côté les cas du Montrognon et du Puy Giroux, il est certain qu'un soulèvement s'est produit suivant un axe allant de Saulzet-le-Chaud, où les terrains sédimentaires se rencontrent jusqu'à la cote 700 le long de la faille bordière, jusqu'à Gergovie, où ils apparaissent à une altitude semblable sous les entablements basaltiques.

La figure 6 montre les différentes positions occupées par la *Primàrrumpf* alpine au Sud de Clermont-Ferrand. Les dénivellations dépassent 150 mètres -Gergovie : 700 m, le Puy de Barre : 540 m-. Jointe aux observations faites aux côtes de Clermont l'amplitude des mouvements est supérieure à 200 mètres -Gergovie : 700 m, Cébazat : 480 m-.

De quelles données chronologiques dispose-t-on pour "caler" le jeu de la tectonique ? Celui-ci est automatiquement postérieur à l'apparition des basaltes des lacs de lave -19 à 9 M.A. en fonction des sites et des laboratoires auteurs des mesures-. Il est plus difficile de le situer par rapport aux coulées venues des régions cristallines occidentales. Apparues au Pliocène, les plus vieilles d'entre elles -Ceyrat, Charade- paraissent néanmoins postérieures à la majeure partie du soulèvement du plateau des Dômes au-dessus de la Limagne -elles s'inscrivent à l'intérieur de formes d'érosion larges et peu profondes, mais indiscutables-. L'élément de datation le plus intéressant du secteur est la terrasse de St-Bonnet-lès-Allier, établie à 430 mètres d'altitude -+ 113 mètres par rapport au talweg actuel- sur le flanc sud du Puy de Mur. Dans la mesure où le matériel alluvial, très fortement marqué par les éruptions trachyandésitiques des Monts Dore, possède un âge compris entre 2,3 et 1,6 M.A. -voir l'arrêt de Perrier-, ce niveau, inscrit une centaine de mètres en contrebas de la surface d'accumulation paléogène -panneau de Cournon-d'Auvergne-, indique que le soulèvement de la Limagne clermontoise et le début du creusement dans l'axe de l'Allier se sont opérés au Pliocène. Le comportement tectonique régional est, en conséquence, différent de celui du Bourbonnais ; il annonce celui que nous pourrions observer dans le Pays des Couzes et en Petite Limagne. Il faut remarquer à ce propos, et bien que l'on ne puisse exclure a priori une évolution particulière du secteur, que les données obtenues en amont -nature des alluvions de L'Allier, rythme des mouvements du sol- inciteraient plutôt à reculer dans le Pliocène moyen les événements reconnus aux côtes de Clermont et au puy de Var.

En résumé, des mouvements du sol ont dénivélé les uns par rapport aux autres des fragments de la surface d'accumulation sédimentaire. Grâce aux roches volcaniques qui ont consolidé les dépôts peu résistants de la Limagne, on peut estimer, avec une relative précision, l'ampleur des déformations. L'Allier a incisé d'environ deux cents mètres les parties demeurées les plus basses -axe déprimé suivi par la rivière- tandis que le plateau de Gergovie a été soulevé d'au moins cent cinquante mètres au-dessus de ces parties. Au total, une surrection relative d'environ trois cent cinquante mètres a concerné la région de Gergovie. Le phénomène date du Pliocène et du Quaternaire.

Arrêt n°6 : Treizanches

Carte Veyre-Monton 1/50.000ème : X = 654,200, Y = 66,9, Z = 870 m.

Cet arrêt concerne à nouveau un paysage, à savoir celui du pays "coupé" de la région des Couzes. Il est constitué de portions de plateaux ou "chaux", allongées d'Ouest en Est, dominées par des buttes et profondément entaillées par des vallées étroites souvent encaissées de plus de deux cents mètres. Nous sommes ici sur la bordure septentrionale de la chaux de Freydefont-Treizanches, longue de près d'une dizaine de kilomètres. Nous dominons la vallée du ruisseau de Quinsat qui coule 170 mètres en contrebas. D'Ouest en Est, on peut reconnaître :

- l'extrémité orientale du plateau de Campille au pied de laquelle se trouve le village de Lenteuge,
- le plateau des Arnats terminé par l'éperon de Cbareau,
- le Puy d'Olloix qui culmine à 1002 mètres,
- le plateau de Grand-Champ dont l'altitude est nettement moins élevée -750-780 mètres-, d'où l'impression de dépression,
- le Puy Gourdon -879 m-,
- enfin, l'extrémité occidentale de la butte de Chazous.

A l'arrière plan, du côté de la Limagne, on aperçoit les silhouettes du puy de St-Sandoux -848 m-, du Montrose -700 m- et du puy de Lavelle -783 m-.

Une analyse de la position dans le relief des multiples roches volcaniques qui se sont mises en place au cours de l'histoire géologique, permet d'esquisser un tableau des mouvements tectoniques régionaux (A. LE GRIEL 1991, pp. 477 à 480). Malgré les difficultés de plus en plus nombreuses dues à l'importance des déformations et aux reprises d'érosion qu'elles ont provoquées, la recherche de jalons ayant appartenu à la *Primärrumpf* alpine demeure une tâche primordiale (fig. 7).

Trois appareils phréatomagmatiques d'âge miocène certain ou vraisemblable marquent la topographie, il s'agit d'Ouest en Est :

- du Puy d'Olloix -âge radiométrique 14 M.A. (M. H. LY, 1982),
- du Puy Gourdon -20 M.A. ± 1 M.A. (M. H. LY, 1982)-,
- du Puy de Lavelle, appelé aussi Puy de Clémensat, dont l'âge est inconnu.

Ces trois culots de lave ont en commun d'être associés à des sédiments oligocènes qui affleurent largement tout autour de leur base. Ils possèdent, en revanche, une différence essentielle : des altitudes culminantes qui diminuent de valeur en direction de l'Est, d'une centaine de mètres pour chacun. L'interprétation d'une telle situation est simple : ces trois appareils ont eu pour origine les nappes phréatiques qui n'ont pas manqué de se former dans les épais sédiments sableux du bordier occidental de la Limagne. Les failles multiples affectant le socle dans ce secteur ont permis l'infiltration des eaux jusqu'au magma. La morphologie finale de ces manifestations volcaniques et leur rapport exact avec la topographie très peu différenciée de la *Primärrumpf*, formée ici à nouveau par le plan de la surface d'accumulation "paléogène", posent les mêmes problèmes que pour le Montrognon au Sud de l'agglomération clermontoise -arrêt n°4, Gergovie-. Le Puy de Lavelle, le plus bas des appareils, donc le mieux protégé par l'érosion, fournit à ce sujet des renseignements intéressants (G. KIEFFER, 1961). Un véritable édifice strombolien, avec produits de projection -bombes en fuseau, scories- et coulées de lave interstratifiées, est venu recouvrir les pépérites associées au diatrème. Le pointement basaltique principal domine aujourd'hui de presque cent mètres les affleurements les plus élevés de l'encaissant paléogène. On peut en déduire que le Puy de Lavelle constituait une butte dominant la *Primärrumpf*. Bien que l'on ne rencontre plus de produits de projection sur les flancs des Puys d'Olloix et de Gourdon, ils ont pu aussi constituer des accidents en relief dans le paysage et cela dès leur apparition. L'un et l'autre forment de puissants culots qui émergent largement au-dessus des terrains sédimentaires. Il faut noter cependant que pour l'un comme pour l'autre, les dépôts de coulée susceptibles d'indiquer un épanchement subaérien sont très peu nombreux et ne concernent que les parties sommitales des édifices.

Si beaucoup d'incertitudes demeurent donc sur la position précise de la *Primärrumpf*, il n'est pas possible de douter que des déformations l'ont soulevée en gradins de plus en plus élevés en allant vers l'Ouest et les Monts Dore. Les écarts actuels dans la situation altimétrique des trois appareils sont une conséquence directe de mouvements dont il paraît raisonnable d'estimer leur ampleur à un peu plus de deux cents mètres : chaque butte étant située sur un palier dénivélé d'une centaine de mètres par rapport à son suivant immédiat. L'âge de la tectonique peut être précisé grâce à la fossilisation, sous des coulées de lave, des talwegs nés de la reprise d'érosion déclenchée par le soulèvement.

G. KIEFFER (1961) a mis en évidence des directions d'épanchement de basalte inscrites à la perpendiculaire de l'orientation présente du drainage -directions NW - SE ou SW - NE-. Affectant des tronçons limités et concernant des laves non datées -Miocène supérieur, Pliocène

inférieur ?-, ces phénomènes sont difficiles à interpréter. Des données d'ores et déjà exploitables figurent, en revanche, dans ce paysage. Un ancien talweg d'orientation intermédiaire entre les vieilles directions qui viennent d'être signalées et celles du réseau contemporain -soit WNW - ESE- a été fossilisé par une coulée basaltique, épaisse de 25 à 30 mètres, dont les restes épargnés par l'érosion forment aujourd'hui deux belles mésas : celle de Chabareau à l'Ouest et celle de Chazous à l'Est. L'une et l'autre sont établies dans la même lave : une basanite grise aphyrique, qui donne fréquemment de beaux alignements de prismes. L'âge de cette coulée peut être seulement estimé de façon relative, sa datation par méthode radiochronologique a donné un résultat aberrant de 1,5 M.A. qui ne peut être retenu (M. H. LY, 1982). En effet, aux Arnats et à Chazous, le basalte repose sur des alluvions sableuses contenant des débris de ponces trachytiques qui sont identiques, pour M. H. LY (1982), à celles de la formation pyroclastique de Sailles -âge de 3,4 à 3,25 M.A.-. De fait les analyses effectuées par R. ETIENNE sur les minéraux lourds de ces alluvions montrent un cortège dominé par la hornblende brune et le sphène associés à des quantités variables d'augites vertes, similaire à celui de la formation de Sailles. Comme la coulée de basalte est par ailleurs recouverte au NW des Arnats par un témoin de la "Grande Nappe" à ponces fibreuses -âge situé autour de 2,9 M.A.-, la vallée inscrite entre les Arnats et Chazous a été fossilisée entre un peu avant 3 M.A.

La forme du talweg de l'époque est assez facile à reconstituer. Sa base est à 910 mètres aux Arnats, 830 mètres à l'extrémité orientale de la méssa de Chabareau, 790 mètres à Chazous (fig. 7). On obtient ainsi une pente longitudinale moyenne pour 5 km de 24 % -à titre de comparaison la pente est à peu près double pour les rivières actuelles-. On doit par ailleurs noter que la forme générale de ce profil en long était à dominante concave avec une tendance à diminuer assez sensiblement à l'Est de Chazous, à l'approche de la Limagne. Plusieurs questions se posent au sujet de cette paléovallée :

- Quelles relations a-t-elle entretenues avec la *Primärrumpf* alpine et avec les mouvements du sol qui l'ont dénivelée en gradins ?
- Dans quel substratum a-t-elle été creusée ?

Sur la majorité de son tracé, la paléorivière du Pliocène moyen coulait dans les matériaux sédimentaires tendres du bordier occidental. Cela devait être le cas en particulier dans la section médiane qui a été détruite par l'érosion. On retrouve toujours des affleurements de terrains oligocènes sous les mésas de Chabareau et de Chazous, mais ceux-ci sont aussi relayés par des roches dures : anciens épanchements de basalte ou panneaux de granite, comme par exemple dans la partie médiane du plateau des Arnats. Si la présence de ces roches dures explique la conservation de la coulée, il va sans dire que la pente générale concave et plutôt réduite du talweg fossile résulte de la faible résistance opposée par les sables argileux paléogènes à l'érosion linéaire.

Au Sud du Puy Gourdon, le mur de la coulée s'inscrit une vingtaine de mètres seulement en contrebas du niveau maximum où ont été conservés des sédiments, ce qui semble indiquer un encaissement limité. En fait cela traduit surtout une incertitude sur la position exacte de la surface d'accumulation sédimentaire car l'érosion aréolaire plio-quadernaire est intervenue avec une grande vigueur sur les terrains sans cohésion. Quoi qu'il en soit, il ne fait guère de doute que le jeu de la faille séparant la Limagne de son bordier s'était déjà produit il y a 3 M.A. puisque le même accident est fossilisé, dans le Lembron, par les laves du volcan Leiranoux, laves qui ont donné des âges K/Ar de 3,6 - 3,7 M.A. (A. LE GRIEL 1991, p. 479).

De même, il est certain que le gradin portant le Puy d'Olloix était déjà soulevé à cette époque au-dessus de celui du Puy Gourdon. En effet le paléotalweg est ici encaissé d'au moins soixante mètres dans l'Oligocène. Le plus délicat est, en définitive, de situer l'accident qui a dénivelé ces deux portions de la *Primärrumpf*. Le plateau de Grand-Champ, fragment du plancher du fossé dégagé par l'érosion différentielle, remonte bien d'une quarantaine de mètres vers l'Ouest, toutefois cette déformation, qui pourrait d'ailleurs être pour partie ou pour totalité héritée de la tectonique paléogène, ne suffit pas à rendre compte des écarts altimétriques entre les Puys d'Olloix et Gourdon. Les failles qui remontent rapidement le substratum oligocène à l'Ouest et à l'Est de Chazous semblent avoir la principale responsabilité dans la situation actuelle. Dans la mesure où la tectonique s'est manifestée avant le dépôt de la coulée, on ne doit pas être étonné de voir la plus orientale scellée par la méssa (fig. 7).

Le réseau hydrographique coule aujourd'hui cent mètres sous le paléotalweg à l'Est de Lenteuge et près de deux cents mètres plus bas dans le secteur de Chazous : l'essentiel du creusement est donc bien postérieur à 3 M.A.. On ne dispose malheureusement d'aucun moyen pour détailler la chronologie de ces événements dans le secteur. Ce manque de repère paraît curieux puisque les éruptions du massif des Monts Dore se sont succédé de façon presque ininterrompue pendant toute la durée du Pliocène supérieur et du Quaternaire, dispersant à travers la région de formidables volumes de roches pyroclastiques diverses. La position perchée des grandes coulées de ponces ou des lahars ne doit en effet pas toujours être interprétée comme le signe d'une inversion. A l'évidence certains d'entre eux ont ennoyé le paysage : ils ont fossilisé talwegs et interfluves et ont été conservés uniquement sur les bosses. Quant à la

dynamique des rivières, elle a dû être passablement désorganisée par les manifestations volcaniques. Il est en conséquence préférable de rechercher plus en aval sur les branches maîtresses du réseau régional des renseignements concernant les principales étapes de l'incision. Le site de Perrier-Issoire offre sur ce plan un intérêt exceptionnel.

Arrêt n°7 : le flanc sud du plateau de Perrier vu du Puy de Mercoeur

Carte Veyre-Monton 1/50.000ème : X = 666,5, Y = 60,4, Z = 450 m.

Le plateau de Perrier et l'escalier de terrasses qui domine la rive gauche de l'Allier, immédiatement au Nord d'Issoire, constituent sans doute le plus remarquable ensemble de jalons alluviaux d'Europe. Leur intérêt exceptionnel provient moins du nombre de niveaux repérés, pourtant déjà impressionnant, que de l'association de ces niveaux avec les grands épisodes éruptifs du stratovolcan montdorien et avec quelques très belles faunes de mammifères. Les renseignements ainsi fournis permettent de reconstituer avec précision le rythme d'incision du principal axe hydrographique régional au cours des 4 derniers millions d'années, donc le comportement tectonique du secteur.

Il est impossible de présenter, même de façon sommaire, les recherches effectuées ici depuis le début du 19ème siècle. On ne peut manquer pourtant de citer trois noms : ceux de A. BRAVARD (1828), P. BOUT (1933) s'imposent, associés à celui de M. H. LY (1982) qui a complètement renouvelé l'étude stratigraphique du site au début des années 80.

La figure 8 servira de guide pour une étude du paysage qui doit être menée d'Ouest en Est. L'extrémité occidentale du plateau est aujourd'hui couronnée par le lambeau de coulée basaltique -basanite noire- dit de Pardines. Son âge K/Ar est de 4,3 M.A.. Il recouvre un mince niveau d'argiles sableuses à galets siliceux -quartz et "chailles"- qui ont livré un cortège de minéraux lourds à staurotide, grenat et tourmaline. Le problème essentiel au sujet de ce premier niveau est de connaître les relations qu'il a entretenues avec la *Primärrumpf* alpine. Dans la carrière de Pardines M. H. LY a observé une remontée du substratum oligocène d'une dizaine de mètres par rapport à l'axe le plus bas suivi par le basalte -soit environ 585 mètres-. Il a interprété le phénomène comme la preuve de l'existence d'une paléovallée. Cette interprétation paraît confirmée par l'aspect filiforme pris par la coulée au NW de Pardines, à proximité du Puy Neyrand. Cet appareil constitue aujourd'hui les restes d'un diatème d'âge miocène vraisemblable, mais non encore daté. Ce qui est sûr c'est qu'il constituait déjà un relief dans la topographie il y a 4 M.A. puisque la vallée s'étranglait à son approche. Malgré une usure de ses parties anciennes -usure limitée néanmoins puisque la disposition centripète des venues basaltiques, conséquence de la proximité de la surface, est nettement visible-, le Puy Neyrand, qui culmine aujourd'hui à 597 mètres, confirme que la *Primärrumpf* alpine avait été légèrement entaillée -20 à 30 mètres au plus- par l'artère maîtresse du réseau hydrographique régional dès le Pliocène inférieur. La nature des matériaux piégés sous la coulée indique en effet qu'il s'agissait d'un paléocours de l'Allier -"chailles", staurotide, grenat et tourmaline traduisant tous des apports axiaux depuis le Sud-.

Le second jalon alluvial conservé l'a été aussi grâce à la protection d'une coulée, celle formée par le basalte doléritique de Roca Neyra, qui paraît provenir, comme beaucoup de laves régionales du même type, du puissant volcan Leiranoux -X : 656, Y : 353, Z : 1252 m, carte Besse-en-Chandesse 1/50.000ème-, situé à une quinzaine de kilomètres au Sud-Ouest. Visible sur deux mètres d'épaisseur, un banc de gros galets, comprenant une majorité de basaltes associés à des quartz, des roches cristallines et de rares "chailles", témoigne du passage d'un cours d'eau qui devait être, là encore, l'Allier mais peu après la jonction d'un affluent important venu du Cézallier -chemin suivi par la coulée fossilisatrice et provenance vraisemblable des blocs de basalte peu émoussés-. L'âge radiochronologique de Roca Neyra a été très délicat à établir ; les nombreuses mesures effectuées se tiennent dans une fourchette large atteignant presque le million d'années $-4 \pm 0,5$ M.A. pour le plus vieux, 3,1 pour le plus jeune-. M. H. LY a proposé un âge moyen de 3,65 M.A. qui s'harmonise assez bien avec les autres données obtenues à Perrier. Si l'on retient cette proposition et compte tenu de l'incision d'une cinquantaine de mètres qui sépare les alluvions de Pardines et de Roca Neyra, on doit conclure à l'existence d'une tendance au soulèvement des parties les plus déprimées de la *Primärrumpf* entre 4 et 3,5 M.A..

Cette tendance s'est poursuivie sur un rythme voisin jusqu'au début du Pliocène supérieur. En effet, abstraction faite de paliers intermédiaires -dont l'intérêt stratigraphique est grand mais qui n'apportent pas de renseignements complémentaires sur le plan de la tectonique-, le réseau hydrographique régional a atteint un niveau inscrit plus de 100 mètres sous la position qu'il occupe à Pardines. Des alluvions à galets, qualifiées de "poudingue basal" par les auteurs classiques affleurent très souvent au toit de l'Oligocène sur toute la moitié

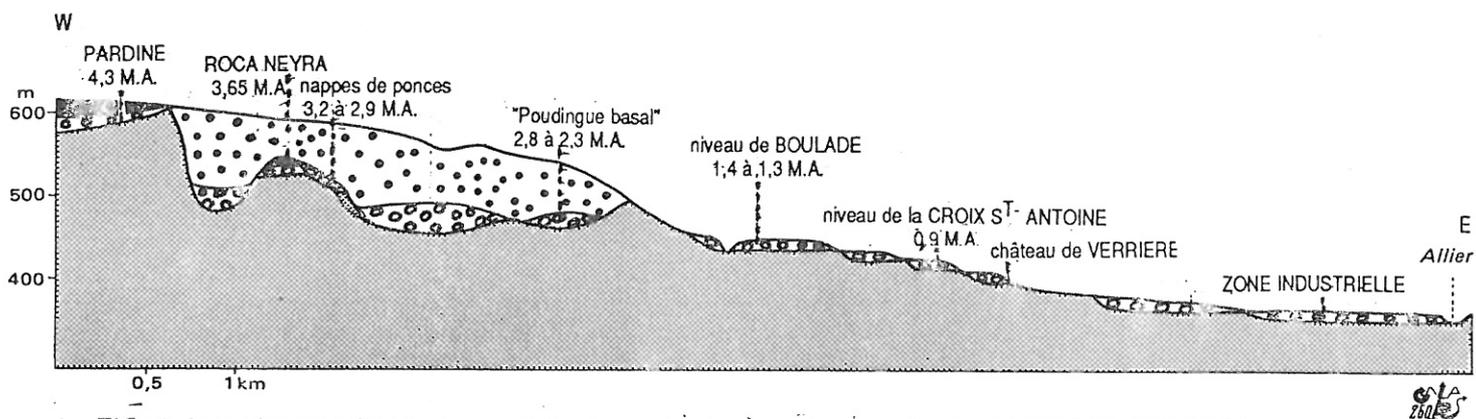
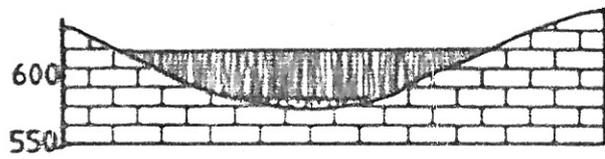
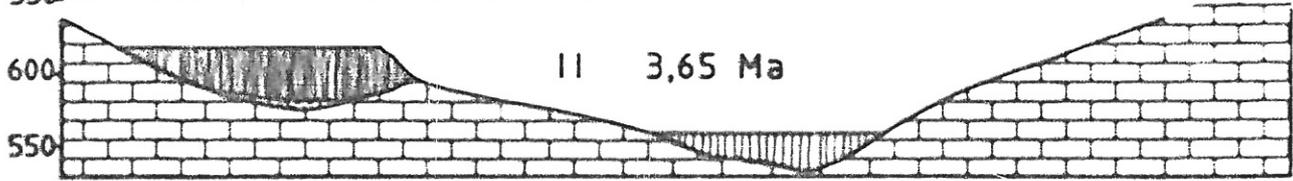


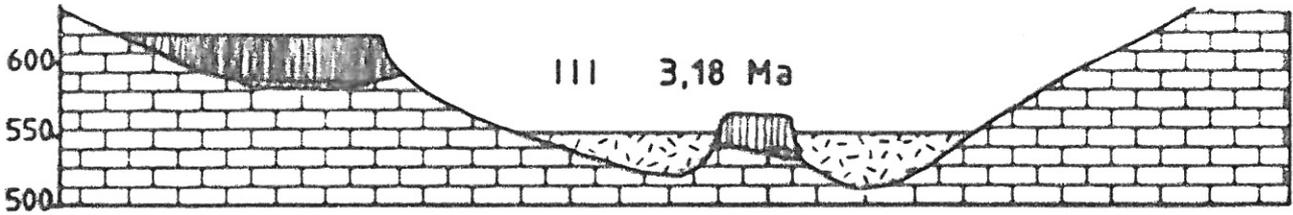
FIG: 8 Les niveaux de creusement du réseau hydrographique sur le site PERRIER- ISSOIRE



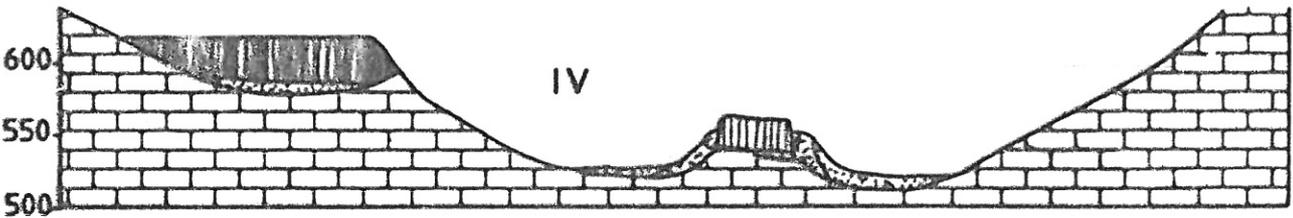
I 4,3 Ma



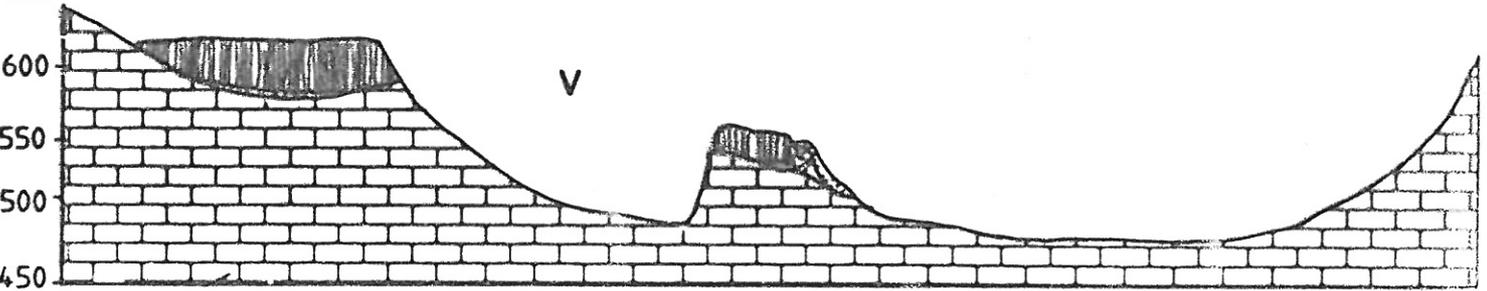
II 3,65 Ma



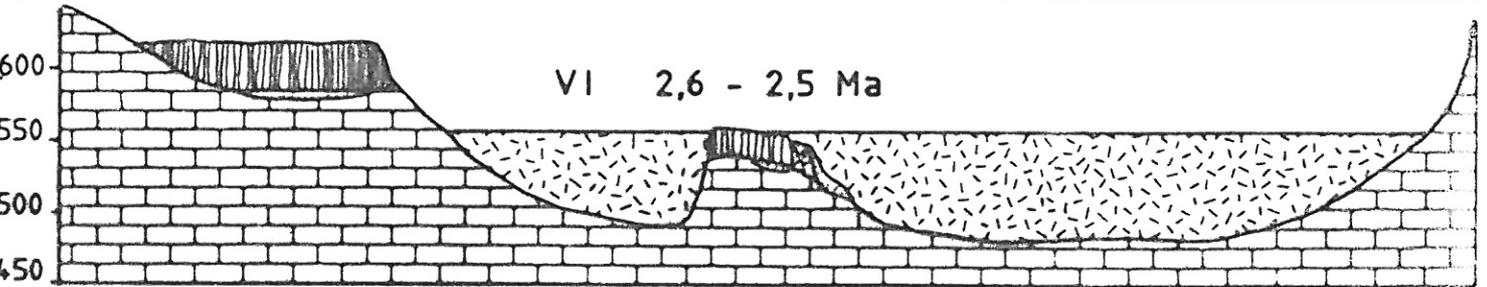
III 3,18 Ma



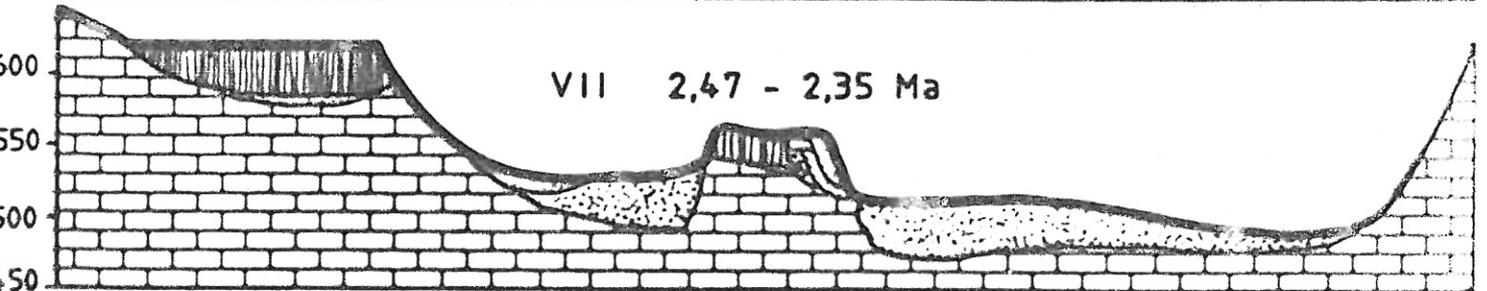
IV



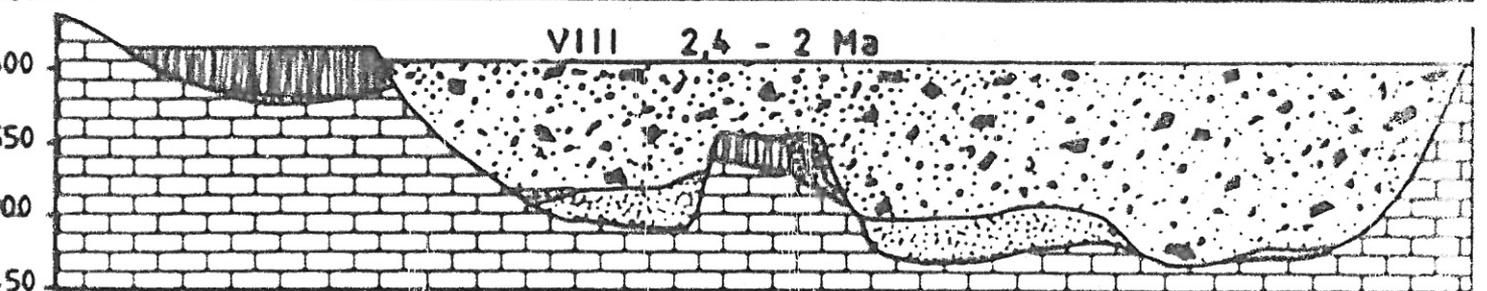
V



VI 2,6 - 2,5 Ma



VII 2,47 - 2,35 Ma



VIII 2,4 - 2 Ma

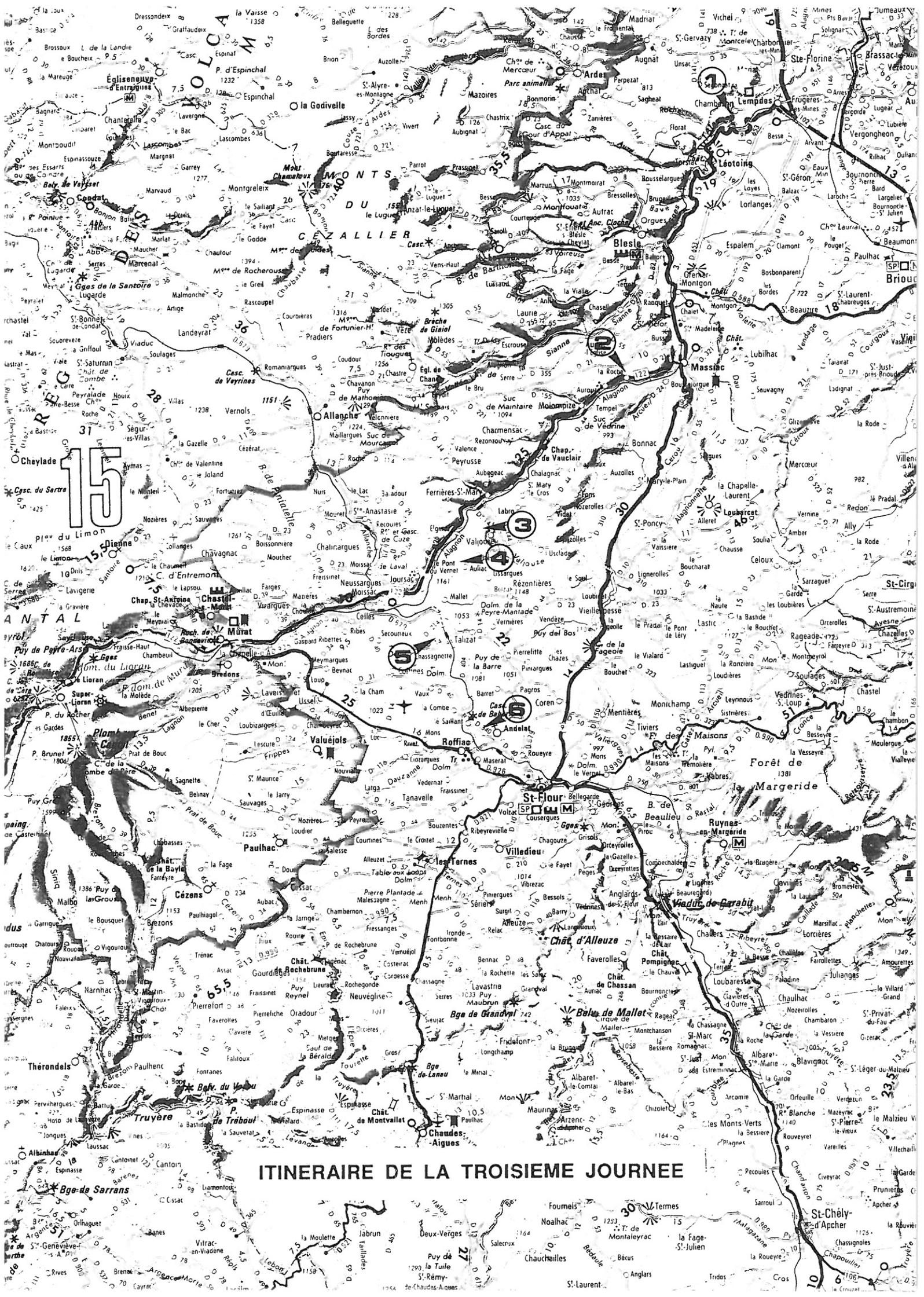
orientale du plateau. Les cotes où on observe ce matériel sont comprises entre 470 mètres au-dessus du cimetière de Perrier et 485 mètres au lieu-dit la Belle-Estrenne. Il ne s'agit pas d'un unique cordon alluvial mais de dépôts d'âge différent, comme l'a bien montré J. F. PASTRE (1987) en étudiant la pétrographie et la minéralogie des sédiments. Préciser la durée de temps au cours de laquelle s'est effectué l'alluvionnement représente d'autant plus d'intérêt que la célèbre faune des Etouaires, trouvée sur le versant oriental du plateau, appartient à la série. On pourrait penser la tâche aisée dans la mesure où l'évènement est bien calé par les deux manifestations volcaniques les plus spectaculaires des Monts Dore : l'émission de la Grande Nappe de ponces fibreuses, remaniées par les alluvions les plus anciennes, et la mise en place de la formidable accumulation des lahars dits "de première génération", ceux-là même qui ont formé le plateau de Perrier en enfouissant la paléovallée de l'Allier. Malheureusement il existe toujours une certaine imprécision sur l'âge de ces deux phénomènes. Le vieillissement récent dont vient de faire l'objet la Grande Nappe, située d'abord vers 2,6 puis aujourd'hui vers 2,9, en est un exemple. Les lahars posent un problème tout aussi délicat. Sachant que leur dépôt a représenté un temps court de quelques dizaines à quelques centaines d'années, on doit hésiter sur l'épisode précis de nature trachyandésitique qui leur a donné naissance. Une centaine de mesures K/Ar réalisées sur les massifs volcaniques du Mont-Dore et du Sancy ont donné deux groupes d'âge distinct (M. H. LY, 1982) : 2,3 - 2,2 M.A. et 1,8 - 1,6 M.A.. Deux propositions ont été ainsi formulées :

- une fourchette large entre 2,4 et 2 M.A. tenant compte à la fois de la radiochronologie et de la présence au sein des lahars de la faune de Roca-Neyra qui appartient à la biozone des Etouaires, donc au Pliocène supérieur ;
- un âge moyen de 2 M.A. basé sur l'ensemble des datations effectuées.

En prenant les limites extrêmes, les alluvions du "poudingue basal" pourraient s'être déposées durant un intervalle de temps de près d'un million d'années ! Bien entendu, l'hypothèse inverse, une mise en place sur un laps de temps beaucoup plus bref -cent ou deux cent mille ans-, ne peut pas être écartée a priori. De toutes les manières on est assuré à Perrier d'une interruption ou d'un très fort ralentissement de l'incision au Pliocène supérieur et pendant une partie du Pléistocène inférieur. Entre le dépôt des alluvions du poudingue basal, qui est forcément antérieur pour totalité ou pour partie à 2,4 M. A. -âge K/Ar obtenu pour des retombées pliniennes qui scellent une partie des alluvions à ponces fibreuses (M. H. LY, 1982)-, et l'apparition de la plus haute des terrasses du système dominant l'Allier, le creusement s'est limité à une vingtaine de mètres pour une durée de l'ordre du million d'années. En effet le niveau dit de Malbattu-Boulade - le premier site est au Sud de la Couze Pavin, le second au Nord- peut être daté sans problème du "Villafranchien" supérieur grâce aux faunes de mammifères découvertes au creux de Peyrolles et au château de Malbattu dans les horizons supérieurs des alluvions. Ayant servi à définir une zone mammalogique -MN 19-, ce matériel possède un âge approximatif de 1,4 à 1,3 M.A. qui n'est pas contredit par les différentes données radiochronologiques obtenues jusqu'à présent -1,5 ± 0,13 M.A. et 1,2 ± 0,05 M.A.- sur les éléments volcaniques contenus par les alluvions.

Inscrite 120 m au-dessous du niveau de Pardines la terrasse de Malbattu-Boulade -Fu des cartes géologiques- domine de 95 m le talweg actuel de l'Allier. L'incision a donc repris après son dépôt avec puissance et régularité : la terrasse de la Croix-St-Antoine, marquée par le volcanisme trachyandésitique néomontdorien et subcontemporaine des alluvions de Rigaudanches -Fu des cartes géologiques-, c'est-à-dire plus jeune d'environ un demi million d'années, forme un replat quarante mètres plus bas -60 mètres d'altitude relative-, tandis que le lambeau du château de Verrières, du Pléistocène moyen -Fwa des cartes géologiques-, et la basse terrasse de la zone industrielle d'Issoire, d'âge wechsélien ancien -Fx-, marquent deux stades d'arrêt dans le creusement à respectivement + 40 m et + 15 m d'altitude relative (fig 8).

L'étude du site de Perrier conduit d'abord le chercheur à s'interroger sur l'incontestable ralentissement qui s'est opéré dans le rythme de l'incision du réseau hydrographique de part et d'autre de la limite plio-quadernaire. On serait tenté d'expliquer le phénomène par les formidables volumes de matériaux volcaniques émis par les Monts-Dore et/ou par la libération massive des sols au moment des crises climatiques froides. Une telle supposition ne tient pourtant pas à l'analyse puisque le dernier million d'années, qui a vu de puissantes crises rhexistasiques et les non moins impressionnantes éruptions du Sancy, n'ont pu freiner le creusement. Sans avoir à évoquer encore les spectaculaires différences dans le comportement du réseau hydrographique qui seront observées au cours de la dernière journée, on peut déjà constater de notables variations d'une région à l'autre. Ainsi le creusement opéré au Pléistocène inférieur par l'Allier a été beaucoup plus important sur la limite méridionale du Bourbonnais - jeu de la flexure de Vichy-. Dans ces conditions, il semble bien difficile de ne pas conférer aux mouvements du sol la responsabilité essentielle dans les changements de vitesse d'incision des rivières. C'est la phase de détente responsable de la subsidence en Bourbonnais, mais aussi dans beaucoup d'autres endroits du Massif Central (A. LE GRIEL 1991, pp. 510 à 523), qui est à l'origine du ralentissement enregistré au Pliocène supérieur.



ITINERAIRE DE LA TROISIEME JOURNEE



3ème journée : La vallée de l'Alagnon

Arrêt n°1 : Chambezon cimetière

Carte St-Germain-Lembron 1/50.000ème : X = 670,7, Y = 342,1, Z = 560 m.

L'arrêt a pour but d'étudier les modalités de l'incision du réseau hydrographique à proximité de la confluence Allier-Alagnon. Quatre unités topographiques majeures composent le paysage : D'Ouest en Est, les buttes volcaniques du Lembron, la vallée inférieure de l'Alagnon, le seuil de Brassac-les-Mines, et la vallée de l'Allier. On doit noter que les deux vallées évoluent en sens inverse. Tandis que celle de l'Alagnon, étranglée dans le socle, s'élargit à partir de Lempdes, celle de l'Allier, large dans la Limagne de Brioude, se réduit en pénétrant dans les terrains primaires. La région offre des renseignements chronologiques assez précis, elle permet de démontrer l'existence d'une tectonique cassante plio-quadernaire certaine.

Le cimetière de Chambezon est établi sur le flanc d'un replat couronné par un lambeau de basalte dominant de 120 mètres le lit actuel de l'Alagnon. Il est à son tour dominé d'environ 150 mètres par une des plus remarquables mésas du Lembron : celle qui forme, entre Achat et Vichel, une échine longue de plus de 12 km. Nous nous intéresserons d'abord à cette dernière.

D'épaisses coulées de "basanites bleutées" (A. THONAT, 1966), émises par l'ancien volcan du Puy Lirroux -X 662, Y 348,1, Z 949 m, carte Besse-en-Chandesse 1/50.000ème- se sont épanchées dans une vallée orientée NW-SE, ample et peu encaissée -la largeur de la mésa dépasse encore le kilomètre pour une épaisseur maximale de 30 à 40 mètres-. Arrivées à l'Ouest de Chambezon, les laves ont emprunté un autre tracé de direction Nord-Sud ; elles ont recouvert, jusqu'à Collanges, la section aval d'une longue coulée de "basanites sombres" qui avait elle-même fossilisé un paléotalweg de l'Alagnon peu de temps auparavant. On ne possède à l'heure actuelle qu'une datation absolue pour ces roches volcaniques : $5,35 \pm 0,15$ M.A. sur un échantillon de basanite prélevé à St-Gervazy. Les phénomènes qui viennent d'être décrits datent donc du début du Paléogène. *Pliocène!*

Quelles relations les laves ont-elles entretenues avec la *Primärrumpf* alpine et, d'abord, quelle position convient-il aujourd'hui de donner à celle-ci dans le paysage ? On retrouve en Lembron un contexte très voisin de celui reconnu à l'Ouest d'Issoire. La *Primärrumpf* a coïncidé avec le toit des sédiments paléogènes puisque plusieurs dizaines de mètres d'argilles sableuses ont été conservées sous les coulées. Or, pour reconstituer la surface d'accumulation, on peut à nouveau utiliser la situation topographique d'appareils phréatomagmatiques d'âge miocène vraisemblable -aucun n'a été daté à ma connaissance-. Il est certain par exemple que le neck du Montcelet au-dessus de Vichel appartient à cette catégorie. Il émerge aujourd'hui d'environ quatre vingt mètres au-dessus des basaltes bleutés. Le dégagement de la cheminée miocène par l'érosion ne fait pas de doute. La question est, une nouvelle fois, de savoir si ce travail s'est effectué aux dépens d'un appareil strombolien ou à ceux des terrains sédimentaires. Il existe plutôt des arguments en faveur de la première solution : la position de la coulée pliocène, entourant presque le neck, se comprendrait mal dans l'hypothèse d'une vallée creusée dans l'"Oligocène". La mise en place de la mésa de St-Gervazy semble donc s'être opérée dans un plan très voisin de celui de la *Primärrumpf*, au moins pour sa partie aval. Il s'agit maintenant de savoir si ce plan peut servir de référence pour tout le secteur étudié et si le seuil de Brassac-les-Mines est, à l'image de celui de St-Yvoine, un simple haut fond du fossé "oligocène" révélé par érosion de sa couverture sédimentaire -autrement dit un horst structural qui n'a jamais occupé une position dominante dans le relief-, ou bien si une évolution plus complexe, commandée par la tectonique, a pris le pas sur la glyptogénèse. Une étude prenant en compte la position topographique des différents niveaux d'alluvions régionaux impose cette dernière idée (figure 9).

Au Nord de Chambezon, les trois buttes alignées de la Bastide, du Puy Ferrat, et de la Rodde, qui culminent une cinquantaine de mètres en contrebas de la mésa de St-Gervazy.

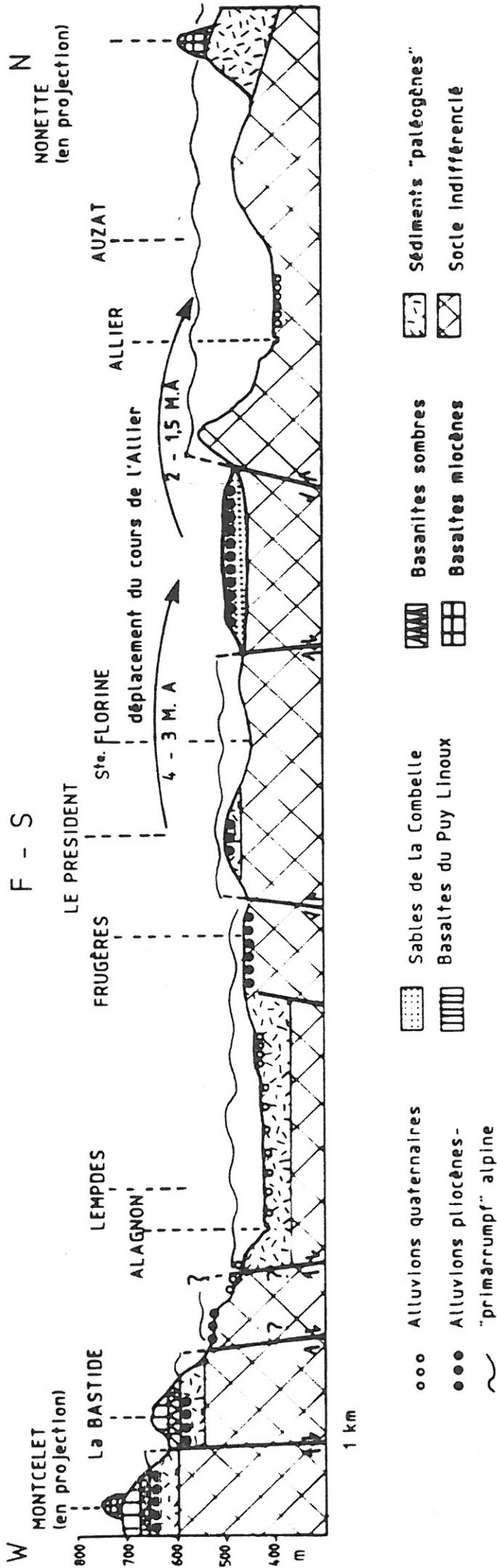


Fig: 9 Les déformations plio-quaternaires au niveau du "horst" de BRASSAC-LES-MINES

correspondent à la partie orientale de cette dernière effondrée par faille (A. LE GRIEL 1991, pp. 473-474). La démonstration peut en être faite grâce à la présence, au sommet de la butte de la Bastide, d'une succession de roches rigoureusement semblable à celle du niveau supérieur, avec de haut en bas : des laves "bleutées", les basanites sombres et une mince couche d'alluvions caractéristiques de l'Alagnon pliocène -galets de gneiss et de laves, sables à tourmaline, venues de la Truyère, et à corindon-. La faille de Chambezou, orientée Nord-Sud, a contribué à affaisser la région du seuil de Brassac par rapport au Lembron. Elle explique le déplacement de l'Alagnon vers l'Est. Son jeu est d'âge pliocène si l'on en juge par la forte évolution géomorphologique qui s'est produite, avec l'apparition de vallons de ligne de faille.

Des placages résiduels d'alluvions apparaissent entre les buttes de Chambezou et la rive droite de l'Alagnon, il s'agit :

- d'un mince cordon alluvial à galets de basalte conservé sous la coulée du cimetière déjà citée -altitude relative + 120 mètres-,
- des sables dits du "concasseur" -altitude relative + 85 mètres-,
- de divers jalons repérables dans les talus de la route qui monte à Chambezou -départementale 5 d- et dont certains ne sont plus en place -colluvionnement-.

Il est difficile de tirer parti de ces dépôts pour reconstituer la chronologie de l'incision de l'Alagnon. L'unique observation intéressante concerne la présence abondante de quartz magmatiques dans les sables du "concasseur". J. F. PASTRE (1987) les a mis en parallèle avec ceux de la nappe porphyrique de Perrier, proposant un âge de 3 M.A. pour ce niveau. L'étude du horst de Brassac offre, en revanche, d'abondants renseignements.

L'interfluve situé entre Alagnon et Allier possède une morphologie curieuse. Il est plus bas au Sud de Frugères-les-Mines -450 mètres-, dans un secteur dépourvu à l'heure actuelle de drainage conséquent puisque la Leuge coule vers le Nord, dans l'axe de la ligne de partage des eaux. Il s'élève nettement à proximité de la partie où l'Allier le recoupe -plus de 550 mètres au-dessus d'Auzat-. On serait tenté de justifier cette situation par un banal processus de surimposition : l'Allier s'étant installé sur une couverture sédimentaire masquant les terrains primaires et l'érosion différentielle ayant depuis dégagé le matériel privé de cohésion. Il est malheureusement impossible de souscrire à cette explication simple.

Plusieurs dépôts alluviaux sont visibles sur le seuil de Brassac. On peut les regrouper en deux ensembles différents : les alluvions à galets de quartz de Frugères-les-Mines et les sables de la Combelle.

La colline du Président au Nord de Frugères-les-Mines est, hormis les buttes de tufs rhyolitiques qui dominent directement l'Allier, le point le plus élevé de l'interfluve -507 mètres-. La construction récente d'un château d'eau au sommet a enfin donné l'occasion d'observer son substratum, formé par des sables argileux emballant des quartz très émoussés, quelques galets altérés de roches du socle ou volcaniques et de rares "chailles". Les minéraux lourds, analysés par R. ETIENNE, sont largement dominés par les espèces du socle : le zircon -repris très certainement à l'Oligocène local-, la tourmaline, le grenat et la staurotide. Il s'agit là d'un spectre représentatif d'un paléo-Allier. La présence discrète de minéraux volcaniques démontre que ces alluvions sont, selon toute vraisemblance, antérieures aux éruptions des Monts Doré. A peu de chose près, ce dépôt pourrait être contemporain de celui recouvert par la coulée de basalte doléritique de Bergonne, il daterait donc du Pliocène moyen. Quoi qu'il en soit une chose est certaine : le niveau a été affecté par la tectonique. En effet les alluvions à quartz ne se limitent pas à la butte du Président où elles reposent sur des sédiments oligocènes ; on les retrouve, tout autour de Frugères-les-Mines et même à l'Est de la vallée de la Leuge, vers le hameau de Bergoïde. Les altitudes de ces divers gisements varient : elles sont de 480 mètres pour le lambeau de Bergoïde et 460 mètres à Frugères-les-Mines. Comme l'épaisseur des alluvions est de quelques mètres et qu'il s'agit bien de la même nappe -pétrographie des galets et minéralogie des sables-, on n'échappe pas à l'hypothèse de mouvements du sol qui se seraient traduits par un affaissement relatif de 40 mètres de la région de Frugères. Il est même possible de démontrer l'âge quaternaire du phénomène. Pour cela on peut utiliser deux démarches inscrites à des échelles différentes :

- A l'échelle locale, il existe un replat parsemé de galets de basalte sur le flanc sud-est de la butte du Président. Ce replat est coté 470 mètres, il domine donc actuellement les alluvions à quartz de Frugères d'une dizaine de mètres. Or ces galets de basalte n'ont pu être apportés ici que par l'Allier, au moment ou après les premières éruptions massives du Devès, vers 2 M.A.. La dénivellation actuelle entre la colline du Président et Frugères est forcément postérieure à la mise en place de cette terrasse, car sans cela l'Allier se serait résolument engagé en direction de l'Ouest.

- A l'échelle de l'ensemble du seuil de Brassac, l'observation des positions successives occupées par l'Allier conduit à la même conclusion. Une épaisse accumulation de sables surmontés par une nappe à galets constituent le soubassement de la colline de la cité Bayard, au Sud de la Combelle. Un matériel semblable se retrouve en rive gauche de l'Alagnon sur les hauteurs qui dominent Beaulieu. Les sables, associés à de rares petits galets -quartz, roches cristallines et métamorphiques, basaltes-, possèdent un spectre de

minéraux lourds où les espèces du socle l'emportent sur celles d'origine volcanique, elles-mêmes dominées par l'amphibole brune et le sphène. J. F. PASTRE (1987) a d'autre part reconnu dans la fraction 0,5 à 1 mm des quartz magmatiques caractéristiques des nappes de ponces des Monts Dore. La rupture granulométrique qui se produit au sommet de l'accumulation, avec l'apparition massive des galets, peut être interprétée en termes tectoniques -arrêt de la subsidence qui a piégé la vingtaine de mètres de sable- et/ou en termes climatiques -arrivée de matériel grossier consécutive à un refroidissement-. De fait l'augmentation des galets et des minéraux volcaniques dans l'axe de l'Allier paraît coïncider avec les premières manifestations éruptives du Devès au Prétiglien. Comme J. F. PASTRE a identifié dans ce dépôt des associations caractéristiques du "Poudingue basal" de Perrier -"activité des Monts Dore intermédiaire entre la nappe de ponces fibreuses et le premier paroxysme trachyandésitique" (1987, p. 347)-, il semble que l'on puisse faire de la série de Beaulieu-La Combelle un équivalent auvergnat des Sables et Argiles du Bourbonnais. L'accumulation s'est formée entre 3 et 2 M.A. au moment de la grande phase d'accalmie de la crise "ponto-plio-quadernaire" (A. LE GRIEL, 1991). Dans tous les cas, la localisation des alluvions montre que le cours de l'Allier s'est déplacé vers le Nord entre le Pliocène moyen et le Pliocène supérieur. La tendance s'est poursuivie au Quaternaire inférieur (figure 9) et, à moins d'admettre une autocapture totalement invraisemblable - puisque l'affluent auteur de la capture aurait eu à inciser les roches les plus résistantes-, il faut bien constater que le compartiment dans lequel coule aujourd'hui l'Allier était au moins soixante mètres plus bas à cette époque.

En conclusion, le secteur de la confluence Alagnon-Allier est d'un intérêt premier ; il correspond à une zone charnière sur le plan structural :

- la partie nord-est du seuil, entre Jumeaux et Auzat, a participé à l'épeirogenèse qui a soulevé l'axe de la petite et de la grande Limagne. Ce compartiment a été toutefois moins soulevé qu'à hauteur d'Issoire où la *Primàrrumpf* alpine peut être positionnée vers 600 mètres contre un peu plus de 550 mètres ici.

- La partie sud, autour de Frugères-les-Mines, n'a pas, ou a nettement moins, participé au soulèvement régional. Son évolution tectonique au Pliocène et au Quaternaire a été voisine de celle du bassin de Brioude -voir la quatrième journée-. La tendance à un moindre soulèvement y a été plus faible puisque les alluvions pliocènes de Frugères sont à une altitude relative de 60 mètres au-dessus du lit de l'Allier -qui coule lui-même plus bas que celui de l'Alagnon-, tandis que vers Brioude des dépôts d'âge un peu plus récent ont leur base à moins de trente mètres d'altitude relative -pour mémoire les alluvions sous-basaltiques de la méssa de Bergonne, données ci-dessus pour équivalent des sables à galets siliceux de Frugères, dominent l'Allier de 150 mètres !-.

Lempdes, à nos pieds, occupe donc le fond d'un fossé tectonique récent. La *Primàrrumpf* alpine doit être située sur son emplacement au niveau des alluvions siliceuses de Frugères. Parce que celles-ci reposent localement sur le socle, il paraît peu probable que le plan de la topographie fondamentale ait été modifié par l'érosion de façon notable. Elle serait donc à 460 mètres d'altitude, soit 190 mètres au-dessous de l'altitude où on peut la placer au niveau de la méssa de St-Gervazy. Le village de Chambezou est à mi-hauteur sur la série de courts gradins qui limite le fossé vers l'Ouest (fig. 9). Au Nord, le rebord du fossé est composé par des paliers beaucoup plus larges et la somme des rejets ne dépasse pas la centaine de mètres - *Primàrrumpf* vers 560 mètres dans le secteur Auzat-Nonette-.

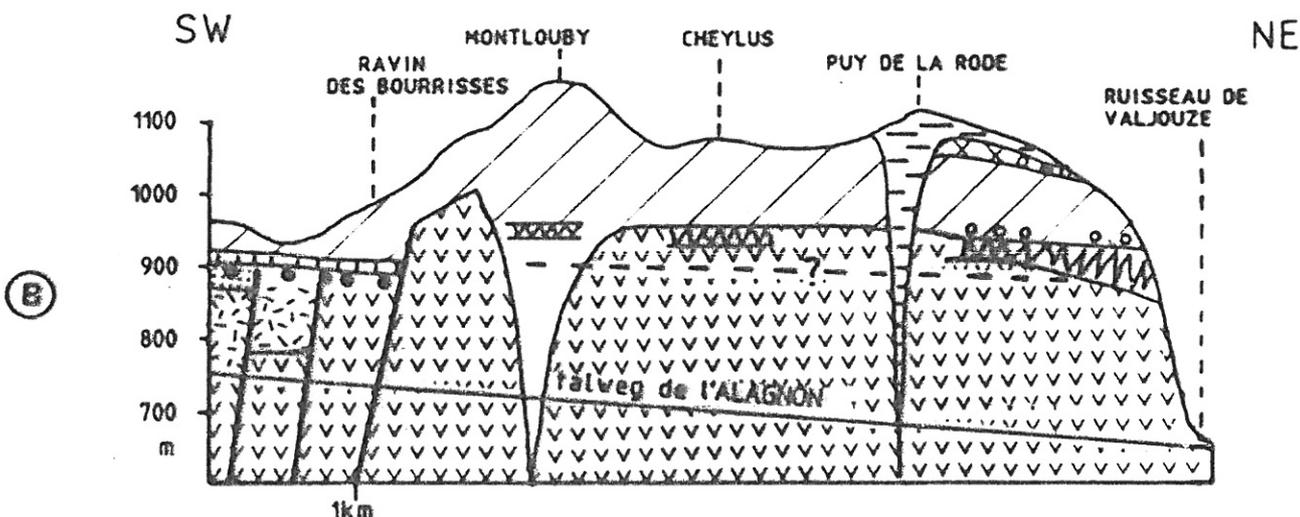
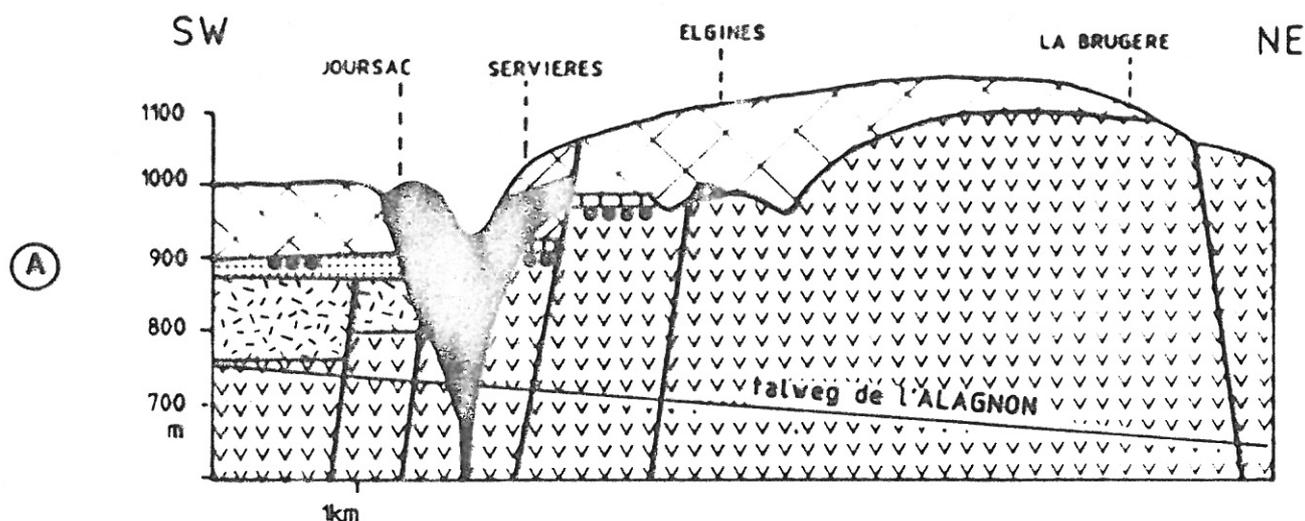
Arrêt n°4 : La vallée épigénique de l'Alagnon vue du roc de Cheylus

Carte St-Flour 1/50.000ème : X = 654,9, Y = 316,9, Z = 1081 m.

Le roc de Cheylus est constitué par un empilement de coulées basaltiques émis par les appareils de l'extrémité occidentale de la chaîne de Rézentières (A. DE GÖER DE HERVE, 1972), et plus particulièrement par les volcans de Chabrunat et du Montloubou. (fig. 10) Il surplombe d'environ 400 mètres les gorges de l'Alagnon dans leur section la plus profonde. L'analyse de ce paysage est d'un intérêt exceptionnel : il permet de dater les premières étapes de la crise tectonique responsable des reliefs actuels et de situer dans le temps la surrection des grands horsts du Massif Central.

L'Alagnon recoupe dans cette portion de son cours un élément majeur de la topographie régionale : l'axe haut qui joint la Margeride au Cézallier (fig. 11 D). Le socle, formé par des roches métamorphiques s'élève régulièrement depuis les limagnes d'Issoire et de Brioude et finit par culminer à proximité d'ici puisqu'on le retrouve vers 1100 mètres aussi bien vers Rézentières, au Sud-Est, qu'en face de nous, au-dessus d'Elgines. A l'Ouest, au contraire, les altitudes diminuent. Un escarpement, continu sur plusieurs dizaines de kilomètres, domine le bassin de St-Flour de près de deux cents mètres et les basses planèzes de Talzat et de

Fig: 10 Coupes géologiques des gorges de l'Alagnon (d'après A. DE GOËR DE HERVE et G. BOUDON)



- | | |
|---|--|
|  Laves du Puy de la RODE |  Dolérites de Latga |
|  Laves du Cézallier |  Alluvions miocène de l'Alagnon |
|  Laves de la "chaîne" de Rézentières |  Matériaux de la "fosse" de JOURSAC |
|  Alluvions pliocène de l'Alagnon |  "Conglomérats ponceux" |
|  Alluvions pliocène de la Truyère |  Sédiments "paléogènes" |
|  Basanites de l'Alagnon |  Socle indifférencié |

Chalargues d'une centaine de mètres. On peut démontrer ici que la zone où le socle culmine est un horst qui s'est soulevé au Miocène terminal et au Pliocène inférieur (A. LE GRIEL 1981, 1991).

Le premier élément du paysage à expliquer est le tracé de l'Alagnon. M'appuyant sur la présence de sédiments paléogènes tout autour du Cantal et sur la certitude de l'existence d'un seuil de terrains primaires entre les aires subsidentes de Brioude et de St-Flour à l'Oligocène, j'avais conclu à un phénomène d'inversion structurale pour rendre compte du changement de sens du drainage. Constatant la présence de tourmaline dans la région du Lembron et rappelant que, selon R. REY, une "arrivée sporadique de courants marins en provenance de la Bresse serait à l'origine des faunes à Potamides, foraminifères et coccolites dans le Lembron et à Aurillac, A. DE GOER DE HERVE et R. ETIENNE (1991) ont, au contraire, insisté sur le caractère adapté de l'Alagnon supérieur. Leur opinion repose d'abord sur une hypothèse, à savoir la poursuite sous les laves du Cantal et du Cézallier de la sédimentation paléogène. Il me faut admettre qu'une telle supposition est plausible ; elle reste cependant à vérifier. De toute façon elle concerne un contexte structural situé au Nord de l'Alagnon. A l'inverse mon opinion est basée sur les données structurales propres à la Margeride, au Sud de la vallée actuelle. Les seuls faits qui soient définitivement établis sont pour l'instant :

- l'âge miocène supérieur de la partie la plus amont du cours, qui s'est organisée avec la surrection du bombement infracantalien, lui-même de très peu antérieur aux premières manifestations volcaniques (A. LE GRIEL 1991, p. 472) ;
- les liens qui ont uni le tracé simple et direct de l'Alagnon et la "*Primärrumpf* alpine" dans la mesure où l'écoulement des eaux en direction de l'Allier n'a pu se réaliser que sur une topographie régularisée, sans rapport avec le présent relief.

On pourrait supposer que les énormes volumes de matériaux déposés par les éruptions acides du Cantal ont joué un rôle dans l'épigénie en permettant à l'Alagnon, née sur les flancs du volcan, d'installer son cours par surimposition. Or cette idée n'est pas recevable. La vallée de l'Alagnon est préexistante aux premiers épanchements volcaniques qu'elle a servi à canaliser. Quant au relief, il n'a jamais été recouvert par les formations ponceuses dont l'extension s'est trouvée bloquée par l'escarpement de faille naissant.

La figure 11 A résume ces premières données : le bombement infracantalien appartient aux premières manifestations de la crise tectonique du Néogène supérieur. Il paraît s'être mis en place aux alentours de 10 M.A. peu avant les premières éruptions acides. A ce moment-là la topographie peu différenciée de la *Primärrumpf* persistait dans les parties médianes et aval du bassin-versant de l'Alagnon.

Le soulèvement du horst de Rézentières a débuté au Miocène supérieur. Grâce aux minutieux levés géologiques réalisés par A. DE GOER DE HERVE en rive droite de l'Alagnon et G. BOUDON, en rive gauche, on peut situer avec une relative précision le jeu de la grande faille responsable de la dénivellation entre les basses planèzes et le faite du horst (fig. 10). La nappe de basalte doléritique dite "de Latga" (A. DE GOER DE HERVE, 1972), 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. La nature des galets recouverts par les dolérites indique en effet, avec de nombreux basaltes et de plus rares phonolites, une alimentation correspondant au bassin-versant actuel agrandi de la haute vallée de la Santoire - phonolites du plateau de Limon-. L'âge radiochronologique de la nappe de Latga a donné des résultats variables $-6 \pm 1,2$ M.A. et 5,6 M.A.-. Sa position à la base de la planèze permet néanmoins de lui donner un âge relatif fini-miocène. Les alluvions infradoléritiques servent ainsi à reconstituer les rapports entre l'Alagnon et la topographie de cette époque. Elles montrent une absence totale d'encassement du réseau hydrographique en amont de Pont-du-Vernet et l'existence vraisemblable d'une vallée en aval. L'ultime lambeau repéré avant les gorges est celui du ravin de Renontil, 750 mètres au Sud-Ouest d'Elgines. Situé vers 980 mètres d'altitude, il est très nettement en contrebas des altitudes culminantes atteintes par le socle. La figure 11 B interprète les observations faites à Elgines en supposant le talweg de l'Alagnon fini-miocène engagé d'une centaine de mètres à l'intérieur du horst, dans le prolongement du dernier témoin reconnu. Mais il n'est pas impossible que l'incision ait été moins prononcée : l'absence d'autres jalons d'alluvions infradoléritiques interdit de reconstituer la paléovallée. En aval de Joursac, la brusque disparition de la "brèche andésitique" habituellement conservée sous la nappe de Latga et les alluvions prouve cependant que la surrection du horst avait déjà commencé. Elle s'est poursuivie après l'épanchement des dolérites. En rive droite de l'Alagnon, A. DE GOER DE HERVE a reconnu un dernier lambeau de dolérites recouvrant toujours les mêmes alluvions à basaltes et phonolites dans le ravin des Bourisses, sur le flanc ouest du Montlouby. Le banc de galets affleure à 890 - 895 mètres. Sur la rive gauche le témoin d'Elgines est, rappelons-le, à 980 mètres. Entre les deux passe le grand accident de Margeride et celui-ci a joué sur près d'une centaine de mètres (figure 11 C), pour l'essentiel avant le début du Pliocène. C'est la conclusion à laquelle on est forcé d'aboutir si l'on considère maintenant le témoignage des basanites noires de l'Alagnon.

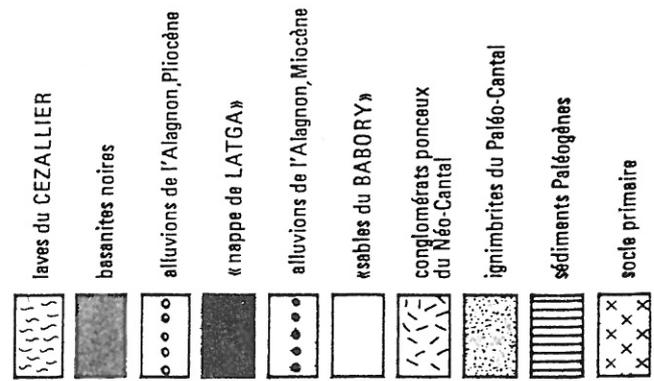
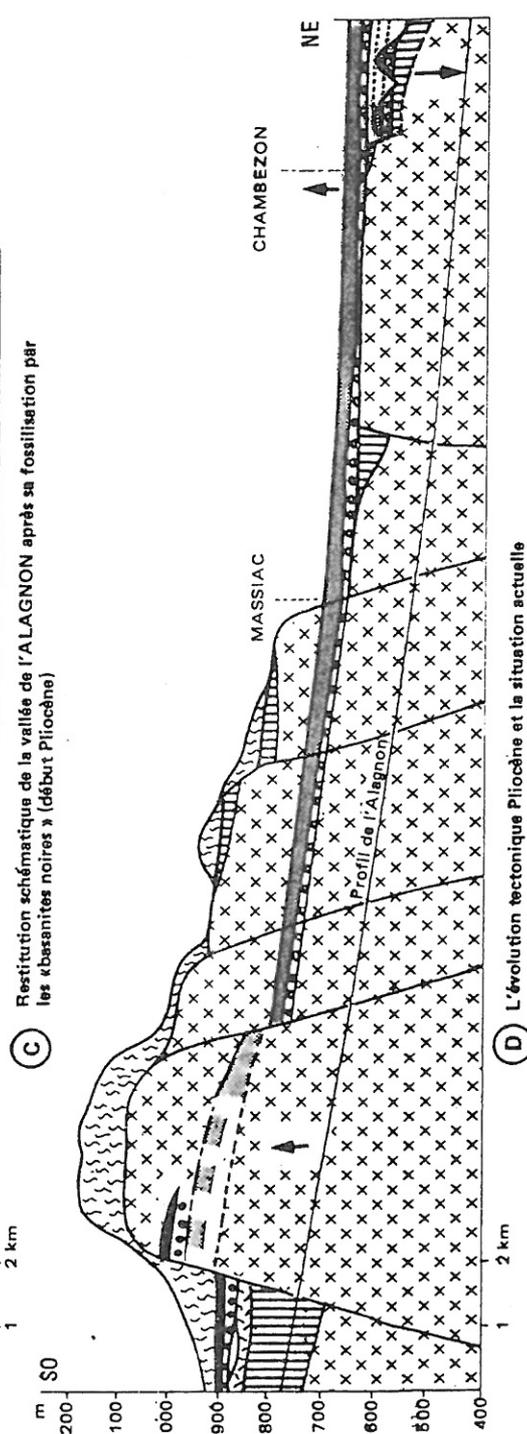
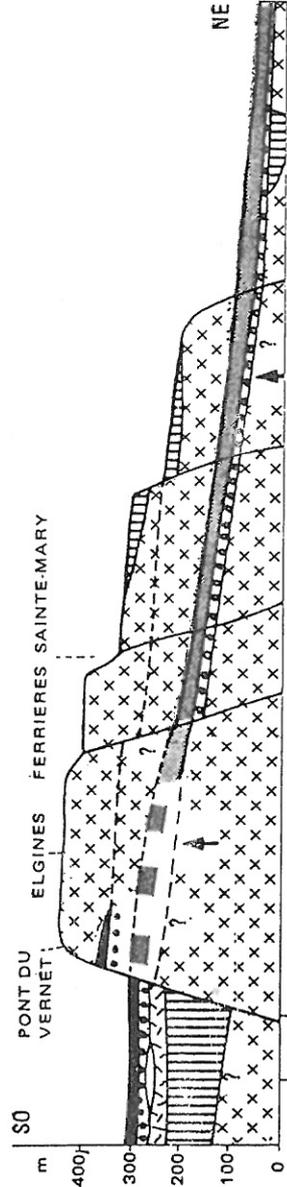
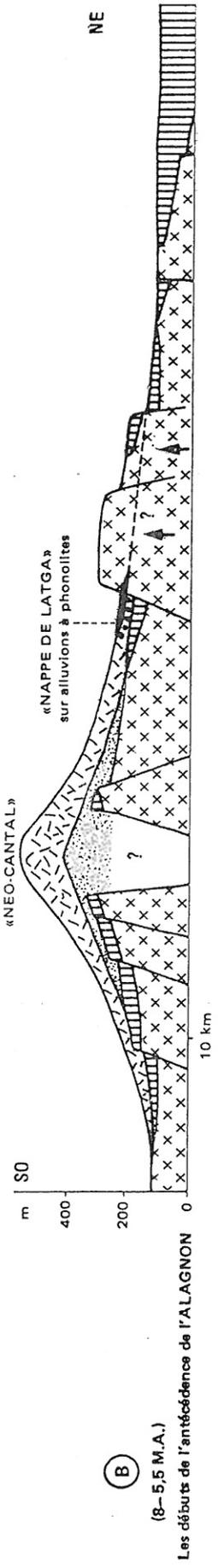
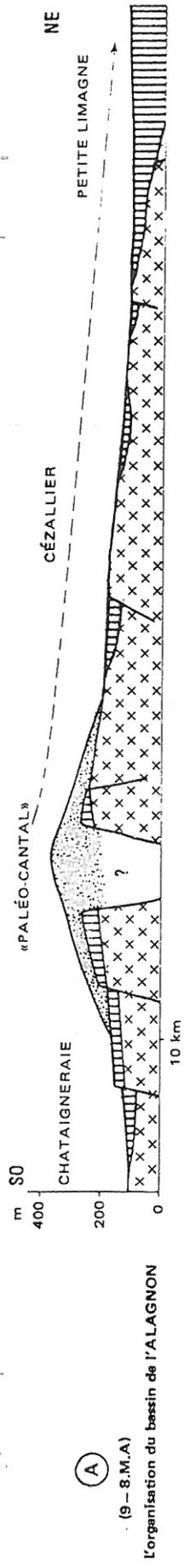


FIG. 11 La surrection de l'axe MARGERIDE-CEZALLIER et la vallée de l'ALAGNON

A. DE GOER DE HERVE (1972) a prolongé, pour cette partie des gorges, le travail effectué par A. THONAT (1966) en aval de Ferrières-Saint-Mary. Les coulées de basaltes sombres, très fluides, qui se sont épanchées jusqu'au Lembron, forment sous le roc de Cheylus un léger replat établi vers 940 mètres. Presque partout sur ce versant de la vallée de l'Alagnon, des basanites apparaissent à la base de la série volcanique, au contact du socle. On ne retrouve malheureusement jamais de traces d'alluvions qui serviraient de repère pour un paléotalweg. Les altitudes du mur des laves, qui varient entre 950 et 920, correspondent peut-être à des endroits quelconques des versants fossilisés. Cette imprécision explique les pointillés placés sous les basanites sur les figures 10 et 11. C Malgré cela, les fragments de coulées livrent d'importants renseignements : leur affleurement, trente mètres au moins en dessous du lambeau des dolérites d'Elgines, assure de l'antériorité de celles-ci. Les basanites ont néanmoins sûrement été affectées par la fin du jeu de la faille puisque à l'altitude où on les trouve dans les gorges, on rencontre sur la planèze les nappes de Talizat qui les surmontent plus en aval. Les basanites, nous l'avons déjà vu, dateraient du tout début du Pliocène. En conséquence le soulèvement du horst s'est achevé au Pliocène après la mise en place des coulées de l'Alagnon, ce qui est confirmé par l'existence d'une première faille assurant la redescente sur le Lembron et affectant, de part et d'autre du ruisseau de Valjouze, les basanites (fig. 11 D). A l'issue de ce dernier accident, parce que les gradins qui dominent le Lembron n'ont pas rejoué après l'épisode des laves sombres, l'intégralité des 350 mètres de dénivellation qui séparent le sommet du horst des bas plateaux était donc présente dans la topographie (fig. 11 C et D).

Les observations faites au Puy de la Rode n'infirment pas le calendrier qui vient d'être proposé. La coupe très claire du secteur réalisée par A. DE GOER DE HERVE complète même l'analyse précédente en montrant dans un axe perpendiculaire à la paléovallée les événements qui l'ont fait évoluer. Pour l'essentiel, la mise en place de la série a dû se produire dans un temps très court postérieur au dépôt des coulées de basanites et contemporain des émissions de basaltes ankaramitiques de la chaîne de Rézentières au Pliocène inférieur. Si l'hypothèse est exacte, cela signifie qu'il ne faut tirer aucune conclusion directe de la situation altimétrique des alluvions, celles-ci ayant pu s'accumuler sur des épaisseurs considérables en arrière des barrages volcaniques. Or des preuves indubitables du processus d'obturation partielle ou totale des paléovallées existent au Puy de la Rode.

-Il s'agit de la nature granitique des sables de la Girarde qui implique l'arrêt momentané des apports alluviaux de l'Alagnon ; toutefois la retenue a dû s'opérer en amont des gorges, car l'existence d'une vallée indépendante de la paléo-Truyère à l'intérieur du horst semble difficile à admettre.

-Il s'agit surtout de la présence par-dessus les laves venues de la chaîne de Rézentières d'une coulée issue du Cézallier (A. DE GOER DE HERVE et R. ETIENNE, 1991).

Compte tenu de ces remarques, je résumerai ainsi l'évolution :

- 1- creusement de la paléovallée de l'Alagnon-Truyère à la fin du Miocène,
- 2- fossilisation de la forme sur presque cent mètres par les basanites,
- 3- recreusement d'une nouvelle vallée, de profondeur inconnue, sur le bord nord-ouest des laves ,
- 4- début des éruptions de la chaîne de Rézentières obturant la nouvelle vallée, à un moment où les alluvions de la branche Alagnon étaient elles-mêmes retenues plus en amont, d'où une accumulation des sables de la Girarde sans doute très rapide,
- 5- poursuite des éruptions avec une augmentation des volumes de lave émis et empiement de toute la série des coulées, couronné par la modeste langue issue du Cézallier,
- 6- reprise du transit des sédiments dans l'axe de l'Alagnon alors que celui-ci issu de Margeride était, à son tour, bloqué et dépôt des alluvions du Couderc qui ont permis à la rivière d'inscrire son cours de manière définitive, lors de la reprise d'érosion suivante, au Nord-Ouest du Puy de la Rode,
- 7- épanchement beaucoup plus récent -Pliocène supérieur- des laves du Puy de la Rode en position d'interfluve, alors que la vallée de l'Alagnon avait déjà sûrement dépassé son niveau de creusement fini-miocène.

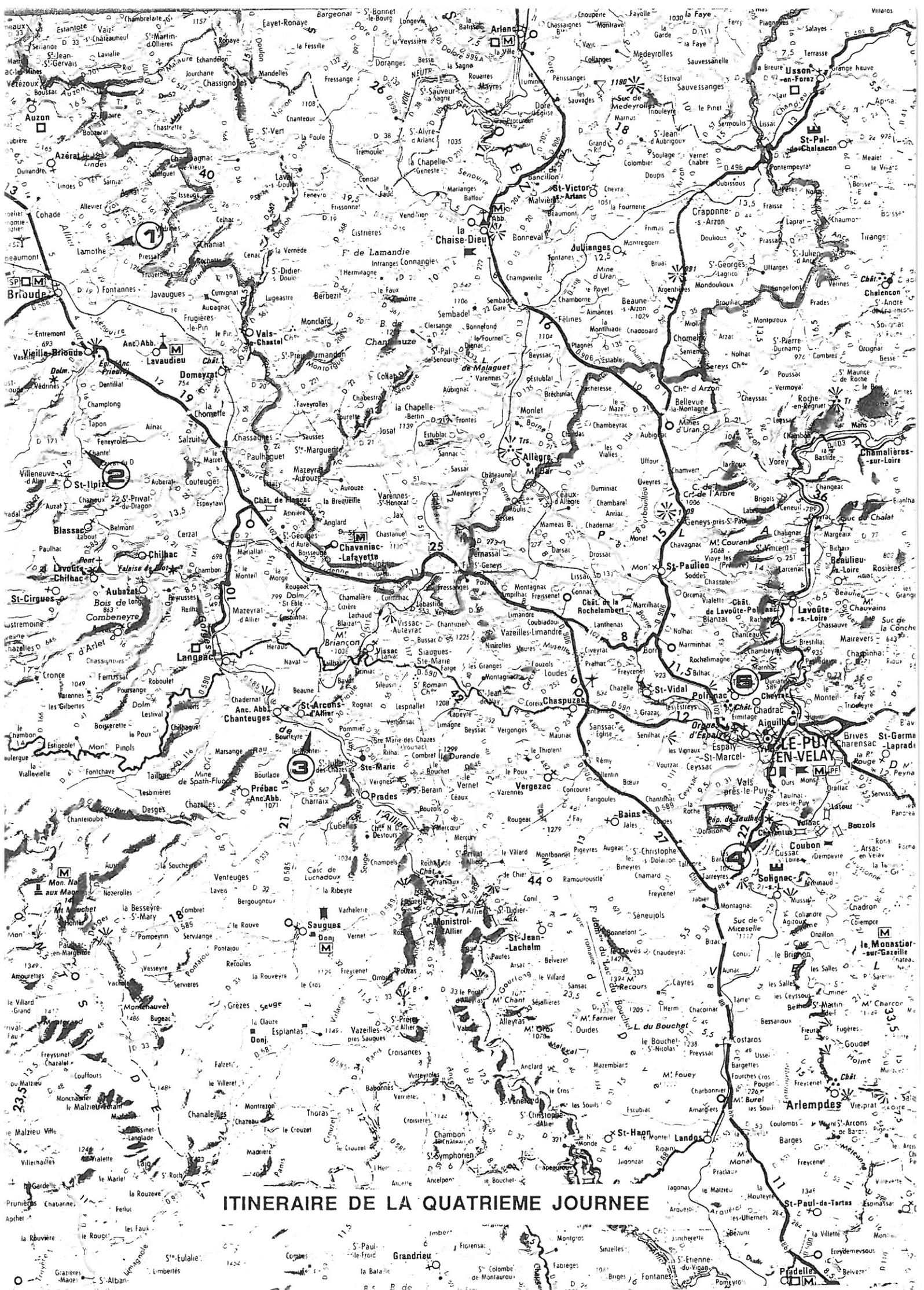
Une réflexion s'impose face à ce paysage : au contraire de la plupart des vallées observées les deux premiers jours, qui avaient pour caractère commun d'être de création récente, Pliocène supérieur et Quaternaire, les gorges de l'Alagnon constituent l'une des premières entailles ouvertes dans les volumes orographiques apparus avec la crise tectonique du Néogène supérieur. Leur ancienneté ne dépasse pas pourtant 7 à 8 millions d'années. Bien entendu l'ensemble de la forme n'est pas aussi vieux. Les gorges se sont creusées aussi au Quaternaire. La part de l'incision récente est cependant difficile à apprécier en l'absence de témoins alluviaux conservés dans la moitié inférieure de la vallée.

Il convient pour terminer d'ouvrir trois parenthèses.

De petits panneaux de socle couronné par des lambeaux de coulées ont été cartographiés par A. DE GOER DE HERVE sur la feuille de St-Flour. Ils sont limités par de courtes failles transversales qui ont vingt à quarante mètres de rejet. On peut se demander si ces accidents ne sont pas dus à des phénomènes de détente liés à l'ouverture de la vallée.

Certains auront noté des références moins nombreuses au cours de cet arrêt à la notion de *Primärrumpf* alpine. De fait, sur ce site, les épanchements de laves fluides qui ont recouvert socle et terrains sédimentaires empêchent sa participation directe au paysage. Il va sans dire, néanmoins, que la régularité des basses plaines ou celle du horst de Rézentières sont des héritages de sa présence sous les roches volcaniques, la meilleure preuve de sa perfection au tout début des mouvements néogènes étant, comme nous l'avons vu, le tracé de l'Alagnon.

Il faut d'ailleurs souligner qu'en direction de l'Est et du Sud-Est, lorsque la couverture de lave disparaît, on retrouve des portions entières de la *Primärrumpf* parfaitement conservées et dénivelées les unes par rapport aux autres -plateaux de Mercoeur ou de Montchamp, hauteurs de la forêt de Margeride, etc...-. La relative fraîcheur des talus intermédiaires, créés à l'évidence par une tectonique d'âge similaire à celle qui vient d'être étudiée -voir arrêt Bourleyre au cours de la 4ème journée-, amène le géomorphologue à un constat important : la dégradation des formes mises en place par la crise diastrophique a été faible, voire nulle, lorsque l'érosion s'est exercée dans des terrains primaires épargnés par les paléaltérations. On peut en conclure que le contexte bioclimatique de la fin du Néogène a été peu favorable, sauf circonstances locales particulières, à une altération pénétrant profondément le socle (A. LE GRIEL 1991, pp. 533-534). Il est, à partir de là, possible de répondre à une des interrogations que nous nous posons le premier jour face au degré de maturité avancé des sédiments pliocènes du Bourbonnais. Celui-ci doit d'abord apparaître comme un héritage, en l'occurrence comme le résultat du remaniement d'un manteau d'altérites antépliocènes.



ITINERAIRE DE LA QUATRIEME JOURNEE

4ème journée la haute vallée de l'Allier et le bassin du Puy.

Arrêt n°1 : les alluvions sous coulée de Lamothe

Carte Brioude 1/50.000ème : X = 685,3, Y = 335,7, Z = 460 m.

La coupe étudiée se situe au fond d'un petit ravin qui s'ouvre sur le bord droit de la départementale 16 D, trois cents mètres au Nord du village de Lamothe. L'accès au site est rendu assez délicat par les parois, abruptes sur 3 à 4 mètres, qui ferment le ravin à l'amont et par la végétation qui a envahi le talweg !

La corniche sommitale est formée par une coulée de basalte qui a été émise par le volcan du château des Greises -ou des Greizes, carte Brioude 1/50.000ème : X = 685,8, Y = 336,750, Z = 628-, perché sur le premier gradin dominant le fossé. Une nouvelle fois, on se trouve face à un ancien appareil phréatomagmatique -des fragments du tuff-ring sont visibles le long de la N. 588- auquel a succédé une activité strombolienne. Un cône de scories, haut d'une trentaine de mètres, a recouvert le maar primitif et deux coulées se sont épanchées : l'une modeste s'est dirigée vers l'Est, l'autre beaucoup plus importante -elle occupe près d'un demi-kilomètre-carré- s'est écoulée vers le Sud-Ouest en direction du fossé de Brioude.

La lave, qui appartient pétrographiquement à la catégorie des basanitoïdes -il n'y a pas de néphéline exprimée-, a fossilisé une nappe alluviale d'au moins trois mètres d'épaisseur dont le toit se trouve ici vers la cote 454. Il s'agit d'une partie de la plus importante terrasse présente dans le fossé de Brioude. Phénomène assez exceptionnel dans les limagnes, elle encadre l'Allier sur ses deux rives, depuis Vieille-Brioude au Sud jusqu'à Azérat au Nord, soit sur une distance de plus de dix kilomètres.

Le lit majeur dans lequel s'est opéré le dépôt de la nappe était impressionnant puisqu'il mesurait près de cinq kilomètres de large en aval de Brioude. On doit noter que l'Allier n'a, depuis lors, jamais réoccupé une telle place au fond du bassin. L'altitude relative de la terrasse au-dessus du talweg actuel varie entre 33 et 38 mètres, d'un secteur à l'autre du profil en long sans que l'on puisse reconnaître une véritable évolution d'amont en aval.

Les alluvions fossilisées présentent une organisation lenticulaire dominée par les galets. La pétrographie montre une prépondérance des roches volcaniques, mais les gneiss sont nombreux parmi les blocs. Dans la fraction lourde des sables -analyses R. ETIENNE-, ce sont les minéraux du socle qui l'emportent -67,7%- ; les espèces volcaniques fournissent cependant les renseignements les plus intéressants sur l'âge relatif du matériel. On est en présence du même niveau que celui étudié aux Rigaudanches, le premier jour, ou évoqué à Issoire -niveau de la Croix-St-Antoine-. Les sédiments se sont déposés au Ménapien lors du premier net refroidissement quaternaire -Fv des cartes géologiques de la Grande Limagne-. On retrouve en effet sur cette coupe l'influence des éruptions montdorziennes de la fin du Pléistocène inférieur qui marquent habituellement la "haute terrasse", avec l'association augite verte-sphène-apatite, celle-ci se retrouve aussi bien en rive gauche -aérodrome de Brioude- qu'en rive droite -secteurs de Fontannes et de Lamothe-. La confirmation d'un âge absolu voisin de 0,9 M.A., donc très proche de celui qui peut être établi vers Issoire pour le même niveau, a été apportée par la récente datation au potassium-argon de la coulée de Lamothe par M. FOURIS (1989, p. 123). Le résultat obtenu, $0,83 \pm 0,07$ M.A., est parfaitement cohérent au contraire de ce que pense son auteur. C'est l'âge relatif "quaternaire moyen" -Fw- avancé par la carte géologique 1/50.000ème de Brioude et repris par J. P. LARUE (1979) qui doit être révisé.

Les implications tectoniques de la situation altimétrique des alluvions de Lamothe sont nettes (figure 12) : le creusement de l'Allier, depuis le dépôt du matériel, a été plus faible ici -37 mètres- qu'à hauteur d'Issoire -60 mètres-. Bien qu'il n'y ait pas de contre-pente -toit des alluvions à 455 m en amont, à 424 m en aval- l'intervention de mouvements du sol entre les régions de Brioude et Issoire est certaine. Une telle affirmation repose d'ailleurs moins sur la

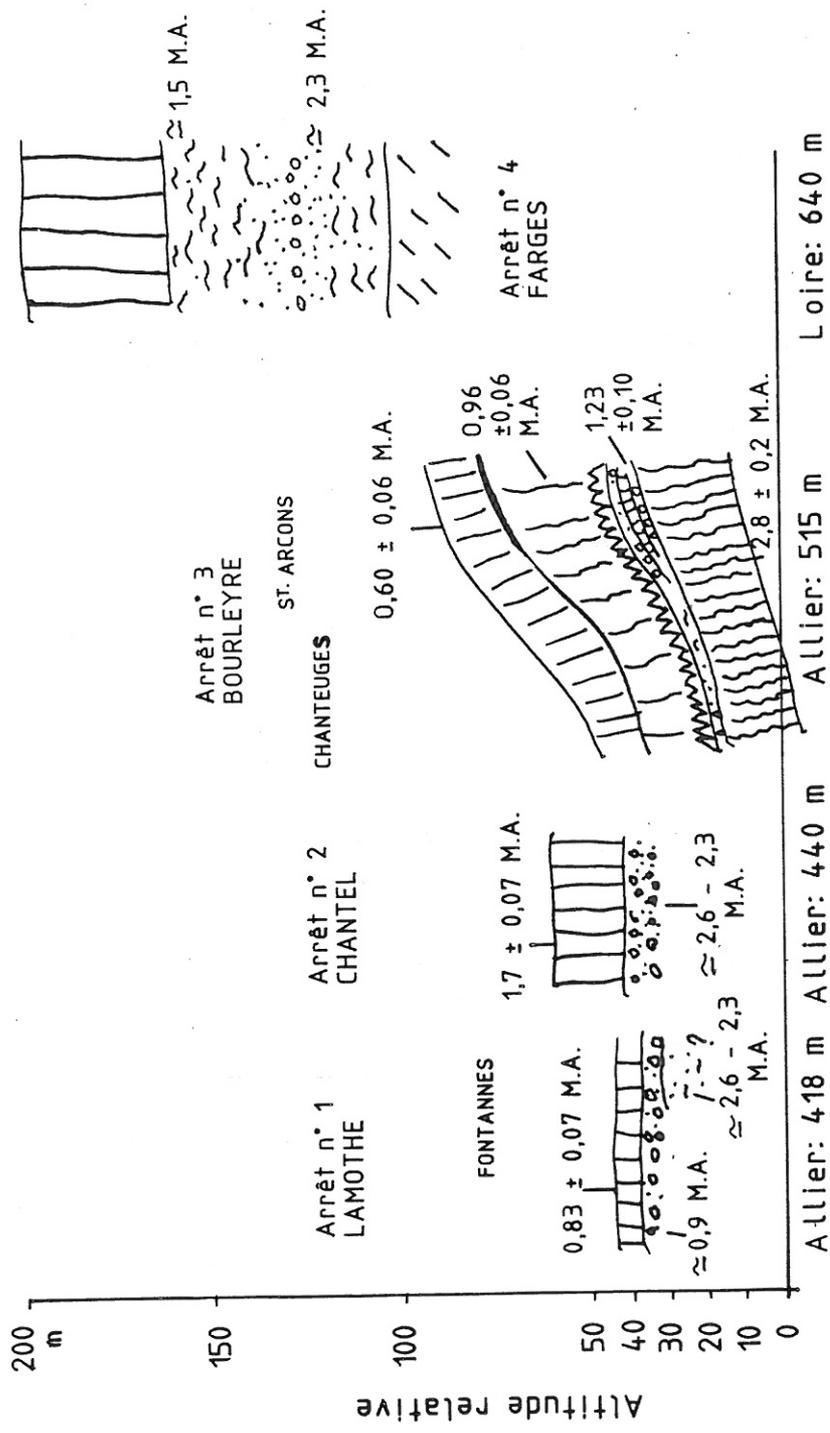


Fig: 12

Alluvions et coulées de lave jalonnant les étapes de l'incision sur les cours supérieurs de l'Allier et de la Loire.

position actuelle des terrasses quaternaires -qui montre pourtant, comme la remarque vient d'en être faite, un soulèvement pléistocène plus faible- que sur celle des dépôts "villafranchiens". Nous avons observé à Issoire le mur du remblaiement alluvial du plateau de Perrier -"Poudingue basal" des auteurs classiques- à plus de 100 mètres d'altitude relative. Or il existe dans la région des sédiments d'un âge voisin. Les puits d'accès aux terrains houillers, présents sous le secteur Lamothe-Frugerolles-Fontannes, avaient révélé, dès le 19ème siècle, l'importance d'alluvions sableuses attribuées alors au Quaternaire. Le puits de Fontannes, ouvert deux kilomètres au Sud - Sud-Ouest en aurait traversé une quarantaine de mètres, avant d'atteindre les argiles sableuses oligocènes, puis le houiller. Il est difficile en l'absence de sondage récent appuyé sur une étude minéralogique de se faire une idée exacte de l'épaisseur de l'accumulation post-oligocène. On peut tenir pour démontré une importance minimale de 17 mètres ; c'est le chiffre cité par P. BOUT qui, dans sa thèse (1960, p. 98), a été le premier à suggérer un âge pliocène. Celui-ci a été confirmé depuis par l'analyse sédimentologique. Les sables de Frugerolles possèdent une association de minéraux lourds dominés par la hornblende brune et le sphène, qui est identique à la fois à celle reconnue dans le "Poudingue basal" de Perrier et dans la série de la Combelle. Ils appartiennent à la génération des alluvions qui se sont accumulées sur le plancher des bassins du Massif Central soumis à une légère subsidence au moment de la phase tectonique de détente du Pliocène supérieur (A. LE GRIEL 1991, p. 521). Leur âge peut être situé entre 2,6 et 2,3 M.A. pour une fourchette étroite. La tendance à l'affaissement du Pliocène supérieur s'est prolongée ici au Quaternaire inférieur : tandis que la région Perrier-Isoire se soulevait d'une cinquantaine de mètres entre 2 et 1 M.A. -soit la différence d'altitude entre le "Poudingue basal", 470-480 M, et la terrasse de la Croix-St-Antoine, 425 m-, les alluvions de la fin du Pléistocène inférieur sont venues recouvrir, au niveau de Brioude, les dépôts pliocènes. La surrection a repris au Quaternaire moyen et supérieur, mais sur un rythme plus lent qu'en aval. Il ne fait pas de doute que les déformations étudiées à hauteur du seuil de Brassac, lors de l'arrêt de Chambezou, sont responsables, en majeure partie, de cette situation. Le bassin de Brioude et la haute vallée de l'Allier, au moins jusqu'à Prades, n'ont pas ou très faiblement participé à l'épirogenèse quaternaire.

Arrêt n°2 : les alluvions sous coulée de Chantel, les différents stades de creusement de la vallée de l'Allier et l'évolution tectonique du seuil de la Chomette.

Carte Brioude 1/50.000ème : X = 683,6, Y = 324,1, Z = 475 m,
X = 683,2, Y = 322,5, Z = 570 m,
X = 685 Y = 321,5, Z = 696 m.

Immédiatement au Nord du petit hameau de Chantel, le chemin conduisant au Ribeyre montre sur une quinzaine de mètres la succession suivante.

- A la base, apparaît -assez mal- le socle formé par des gneiss leptyniques qui ne sont pas sans rappeler ceux de Breuilly-Cesset -arrêt n°4, 1ère journée- ; leur degré de métamorphisme, supérieur aux gneiss à biotite et sillimanite qu'ils recouvrent, démontre l'existence d'un phénomène de chevauchement d'échelle régionale au cours de l'orogénèse hercynienne.

- En position intermédiaire et sur presque huit mètres d'épaisseur, on observe des alluvions à galets et à blocs de roches volcaniques ou métamorphiques. La pétrographie de la fraction grossière évolue nettement : d'un endroit à l'autre, les basaltes ou les gneiss dominant. Autre particularité du dépôt, de très notables variations dans la granulométrie y sont visibles. En dehors de la lentille sableuse qui sépare les bancs de galets sur la partie inférieure de la coupe, il faut signaler dans le secteur l'existence de niveaux fins, conservés en particulier au toit de la formation, immédiatement sous la coulée de lave -coupes du versant méridional de la vallée de Chantel et, à un kilomètre plus au Nord, sur les flancs de la butte de Chaussillou-. Tous ces phénomènes semblent posséder la même explication : un mélange entre des apports axiaux de l'Allier et des apports latéraux venus des vallons adjacents aux gorges.

- La coupe s'achève par une coulée de lave, épaisse en cet endroit d'une vingtaine de mètres. Venue du cône strombolien de Chanat-la-Popie, à 2,5 km au Sud-Est, la roche volcanique est comme à Lamothe une basanitoïde. Elle a été récemment datée par potassium-argon, l'âge obtenu est de 1.70 ± 0.07 M.A. (M. FOURIS, 1989).

Il convient maintenant d'étendre l'analyse au contexte géomorphologique local, puis régional.

Le contact alluvions-basanitoïdes est situé à 40 mètres d'altitude relative au-dessus de l'Allier, soit à une hauteur voisine de celle reconnue à Lamothe -figure 12-. Le plus intéressant est de noter que sédiments et coulée jalonnent un net replat situé en rive droite une trentaine de mètres au-dessus du talweg actuel. Ce même replat prend de l'importance un peu plus au

Nord, à proximité du hameau de Tapon où il est large d'un demi-kilomètre. La coulée est parvenue jusque là puisqu'elle est à l'origine de la petite méssa du Chaussillou, mais elle n'a pas été assez puissante pour complètement le recouvrir. La forme qui vient d'être décrite correspond à ce que les géographes ont baptisé les "plages" de l'Allier. De fait, entre Vieille-Brioude et Langeac, la vallée taillée dans les séries métamorphiques du seuil de la Chomette présente un profil transversal bien particulier. Profonde d'environ deux cents mètres, la vallée principale a une morphologie en berceau très accusée : ses versants concaves s'achèvent sur un espace plat large de 500 à 1000 mètres. C'est à l'intérieur de cette dépression que la rivière a creusé son lit actuel. Le talweg est inscrit une trentaine de mètres en contrebas du berceau, le plus souvent à l'intérieur d'une petite gorge -secteurs de Tapon, Villeneuve-d'Allier, Lavouite-Chilhac, etc...-. Cependant ce phénomène de reprise d'érosion n'est pas toujours visible car le lit majeur est parfois plus vaste : c'est le cas au niveau de Chantel, dont l'exemplarité morphologique est déjà compromise par la présence des alluvions et de la coulée qui recouvrent le replat en totalité.

Les problèmes posés par cette partie du cours de l'Allier sont clairs : il s'agit d'établir l'âge des deux cycles d'érosion emboîtés l'un dans l'autre et d'expliquer le caractère évasé du plus ancien. Les informations déjà recueillies sur les modalités de l'épeirogenèse plio-quadernaire à l'intérieur du Massif Central permettent d'assez bien comprendre les événements qui ont créé le paysage. Les renseignements fournis par le site même de Chantel les confirment largement.

Le seuil de la Chomette constitue une portion de la *Primärrumpf* alpine établie dans le socle ; son histoire morphologique n'est pas sans rappeler celle du seuil de Brassac-les-Mines. Si une très mince couverture sédimentaire a pu le recouvrir au Paléogène, il ne paraît pas avoir participé au système d'affaissement "oligocène". Epargné par le phénomène de subsidence de la première moitié du Tertiaire, il n'a pas été incorporé non plus, lors de la crise ponto-plio-quadernaire, aux mouvements qui ont soulevé Margeride et Livradois. Resté en position basse entre ces deux horsts, il a très logiquement accueilli l'artère principale du réseau hydrographique. La direction suivie par l'Allier paraît d'autant moins anormale que les situations déprimées actuelles des bassins de Brioude et de Paulhaguet sont dues, comme nous allons le voir, à des déformations tectoniques postérieures. A la fin du Miocène ou au début du Pliocène, on peut supposer l'existence d'un couloir dont le plancher passait de plain-pied de l'aplanissement dégagé dans les terrains métamorphiques à la surface d'accumulation des bassins sédimentaires.

L'épisode de creusement principal de la haute vallée de l'Allier s'est produit à l'occasion de la première phase de l'épeirogenèse, c'est-à-dire au cours du Pliocène inférieur et du Pliocène moyen. Il n'est pas impossible que l'entaille, vu son importance, ait débuté au Miocène supérieur. On ne dispose, à l'heure actuelle, d'aucune donnée régionale précise pour situer le début de l'incision. Le seul renseignement disponible concerne la postériorité certaine de l'apparition de la vallée par rapport au dépôt des alluvions à "chailles" présentes dans l'axe des fossés. On rencontre en effet, au Sud des bassins de Brioude -régions de Buze et de Billanges- et de Paulhaguet -secteur de la gare de St-Georges-d'Aurac-, des formations argilo-sableuses résiduelles emballant des quartz et des silex très émoussés parfaitement semblables à celles qui affleuraient dans la dépression de Naussac, près de Langogne, avant la création du barrage. Un tel matériel a pu subir des remaniements locaux ; il n'en témoigne pas moins de l'organisation du cours supérieur de l'Allier et des premières circulations de matériaux grossiers sur de longues distances et suivant un axe méridien. Il tend surtout à démontrer que l'Allier n'a pas toujours occupé sa position excentrée actuelle. Celle-ci doit résulter d'un léger basculement de l'ensemble du couloir vers le Nord-Ouest. Le seuil de la Chomette présente encore cette pente. L'évolution géomorphologique postérieure du secteur Langeac-Paulhaguet-Frugières-le-Pin-Fontannes interdit en revanche de la reconnaître à l'échelle régionale. Il faut, en effet, mesurer les conséquences tectoniques de ces observations : si les formations à "chailles" de la gare de St-Georges-d'Aurac, dont l'altitude actuelle est de 580 mètres, permettent bien de situer le passage de l'Allier avant que la rivière n'adopte son tracé définitif, l'intégralité des 180 mètres de dénivellation qui les sépare des points les plus élevés atteints par le socle vers St-Privat-du-Dragon -760 mètres- sont à mettre sur le compte de mouvements du sol plio-quadernaires et, du même coup, les dépressions de Paulhaguet et de Langeac constituent non pas des bassins dégagés par l'érosion différentielle mais des portions de la *Primärrumpf* alpine demeurées en position basse pendant que l'épeirogenèse soulevait les autres secteurs.

La vallée de l'Allier était creusée jusqu'au niveau du plancher des alluvions de Chantel à la fin du Pliocène. C'est la conclusion qu'il faut tirer des données fournies par la coupe de Chantel. J. F. PASTRE (1987) a étudié le contenu minéralogique de la matrice sableuse : il y a identifié un "cortège montdorien à amphiboles-sphènes-zircons" et noté une faible représentation des espèces caractéristiques des éruptions du Devès. Un tel spectre l'a conduit à proposer "une mise en place après les émissions à quartz et avant le premier paroxysme trachyandésitique des Monts dore, antérieure à la phase majeure du Devès". On peut donc situer ce dépôt entre 2,6 et 2,3 M.A.. Il est contemporain de la base du remblaiement de Perrier, des nombreuses

accumulations locales des Limagnes méridionales -sables de Fontannes ou de la Combelle- et d'une partie de la sédimentation bourbonnaise. Il est intéressant de noter à ce sujet que la granulométrie d'alluvions, sinon de même âge au moins de même génération, a été plus influencée par les conditions topographiques de dépôt -elles-mêmes en parties liées au contexte structural : avec des alluvions à galets dans les vallées et de sables dans les plaines subsidentes- que par d'éventuelles variations climatiques. Cette remarque concerne, bien sûr, uniquement le Pliocène supérieur.

S'appuyant sur les mesures radiochronologiques données par les basanitoïdes $-1,7 \pm 0,07$ M.A., rappelons-le- M. FOURIS (1989, p. 125) a suggéré, de manière quelque peu abrupte, à J. F. PASTRE de revoir les conclusions de son étude minéralogique. Il me paraît pourtant n'y avoir aucune contradiction entre tous ces résultats. De nombreuses observations réalisées dans le tronçon de la vallée de l'Allier -à Blassac, Chilhac, Truchon- concluent toutes à une position de la rivière 20 à 35 mètres au-dessus de son niveau actuel dès le début du Quaternaire. Les laves ont très bien pu recouvrir des alluvions anciennes qui formaient déjà une terrasse dominant de quelques mètres le talweg de l'époque.

La seule conclusion qui s'impose est l'âge pliocène supérieur d'une partie des "plages" de l'Allier. Il paraît logique de les mettre en parallèle avec la très longue durée de l'arrêt du creusement qui, ici, non seulement s'est étendue, comme à Perrier, entre 3 et 2 M.A. mais en plus s'est prolongée pendant tout le Pléistocène inférieur. Situer la période exacte de la reprise du creusement est délicat : elle est Quaternaire moyen et/ou supérieur. Pour savoir si la tendance au soulèvement se poursuit ou s'est ralentie à nouveau, il faudrait pouvoir attribuer l'origine des secteurs larges du lit majeur actuel. Or celle-ci peut être due, en totalité ou en partie, soit à la dynamique du fleuve, soit à l'érosion différentielle dans les roches du socle, soit à un nouvel et récent arrêt dans la tendance à l'incision. La dernière éventualité pourrait être un argument pour "vieillir" la reprise d'érosion.

Arrêt n°3 : Bourleyre-St-Arcons-d'Allier

Carte Langeac : 1/50.000ème X = 691,3, Y = 307,6, Z = 605 m

La petite méssa de Bourleyre perchée au-dessus de la confluence Desges-Allier permet d'observer le secteur St-Arcons-d'Allier-Chanteuges. Les travaux de P. BOUT ont fait de cette région un site classique dont l'intérêt s'est trouvé conforté en 1971 lorsque J. M. CANTAGREL a effectué des mesures au potassium-argon sur les "basaltes" locaux. Rappelons rapidement des faits connus (figure 12):

- Au niveau de Chanteuges, le lit de l'Allier et la nappe alluviale qui l'accompagne sont emboîtés dans la première et plus ancienne coulée de tout un empilement.
- En remontant en direction de St-Arcons, l'ensemble des laves, venues du Nord-Ouest, depuis le versant du Devès -Mont Briançon, Pouyayot ?- s'élèvent peu à peu au-dessus du talweg.
- Face à nous, soit un kilomètre en amont du pont de St-Arcons, la base de l'empilement reste à une très faible altitude relative ; elle est voisine de la dizaine de mètres.

La signification de ces faits est évidente : les coulées descendues du Devès se sont épanchées dans une dépression dont le plancher n'a pas été, depuis incisé, par l'Allier. Le niveau de base local est demeuré sur un plan voisin après la mise en place de la coulée inférieure. Or l'âge radiochronologique des différentes laves tend à prouver que ce niveau date d'environ... trois millions d'années ! La coulée inférieure du système de St-Arcons-Chanteuges a donné $2,8 \pm 0,2$ M.A., tandis que la mince nappe qui la recouvre au niveau de la départementale 48 accuse un âge de $1,23 \pm 0,1$ M.A. ; les deux coulées supérieures étant datées respectivement de $0,96 \pm 0,06$ M.A. et $0,6 \pm 0,06$ M.A.. L'existence d'assez nombreuses alluvions, de granulométrie très variable, interstratifiées dans les coulées n'a malheureusement pas encore permis de confirmer le bien-fondé des âges obtenus. On n'y a pas retrouvé de fossiles et leur chronostratigraphie proposée par J. F. PASTRE (1987) s'appuie plus sur les datations qu'elle ne les confirme. Le principal indice qu'il a découvert concerne la présence, dans les sables à galets de Chanteuges, d'une association de minéraux lourds volcaniques dominée par les espèces issues du Devès -olivine et pyroxènes-, mais marquée aussi par la présence de l'augite verte et du sphène montdorien. Celle-ci pourrait correspondre au début de l'activité saturée du Sancy vers 1 M.A.. On doit surtout regretter de ne pas encore posséder de moyen local pour étayer l'âge de la plus ancienne coulée. Il n'empêche que les résultats semblent cohérents par rapport aux observations que l'on peut faire plus en aval, soit le long de l'Allier, soit dans le bassin de Paulhaguet dont les dépôts "villafranchiens" sont sans aucun doute pliocènes.

A Bourleyre, le géomorphologue doit s'interroger sur la nature précise de la dépression où se sont épanchées les laves. On pourrait penser, de prime abord, à une vallée élargie par le double phénomène de confluence. De fait, l'intervention des cours d'eau dans la physionomie de la topographie prééruptive est patente. Le problème des volumes précis enlevés par l'érosion se pose toutefois, car la participation de la tectonique est aussi indiscutable.

P. BOUT a été le premier à signaler l'existence de talus géométriques délimitant le secteur de St-Arcons et à attribuer la double confluence de la Fioule et de la Desges à un "petit bassin tectonique" (1973, p. 183). Il est possible d'aller beaucoup plus loin. Marquée par une trame structurale très dense -directions "varisque", "armoricaine" et "alpine"-, la région coïncide avec une zone charnière remarquable. A l'échelle du Massif Central tout entier, on doit noter que nous nous trouvons à l'endroit où l'accident N 130 E, allant du Mont-Dore à Prades et limitant les portions de plateaux de la Margeride situées à plus de 900 mètres d'altitude, rejoint le rebord occidental du horst Livradois-Devès. La convergence aboutit à la disparition des fossés qui prolongent, autour de Langeac, la branche brivadoise du système des Limagnes. Dans ce cadre, la dépression suivie par les cours inférieurs rigoureusement alignés de la Desges et de la Fioule apparaît comme un mince graben, long d'une dizaine de kilomètres et large de seulement 1500 à 2000 mètres. Cette dépression est séparée du fossé de Langeac par une cloison tout aussi étroite, qui joint le plateau de Margeride -bois du Chausse, 2,5 km à l'Ouest de Pébrac- au rebord oriental du Devès -secteur de Lachaud-Curmilhac-. L'ampleur des dénivellations dues à la tectonique est difficile à préciser en raison d'une part de l'incision du réseau hydrographique -côté Desges-, d'autre part de l'épanchement des laves -côté Fioule-. La cloison de terrains métamorphiques s'élevant à un peu moins de 900 mètres, le fond du fossé pourrait avoir été situé, avant d'être recréusé par la glyptogenèse, une centaine de mètres plus bas. Il est vraisemblable que le cours actuel de l'Allier, situé dans l'axe de l'accident Prades-le Mont-Dore, s'est inscrit le long d'une zone effondrée perpendiculaire à la précédente.

Du point de vue chronologique, ces déformations ont appartenu pour l'essentiel de leur jeu à la première étape de l'épéirogenèse. Elles dateraient du Pliocène inférieur. Tout le paysage qui nous entoure, formes structurales et formes d'érosion -à l'exception bien sûr des reliefs postiches volcaniques-, existait déjà au Pliocène moyen. On peut en conclusion citer un argument qui tend à confirmer l'ancienneté de la topographie régionale. M. FOURIS (1989) a daté le basalte de la colline St-Roch, appareil phréatomagmatique qui repose sur le plancher primaire du fossé de Langeac. La mesure obtenue $-6,3 \pm 0,1$ M.A. - reste à vérifier, car il s'agit de l'âge le plus ancien obtenu dans la région. Si elle s'avérait exacte, on détiendrait par là même une observation identique à celle signalée à l'arrêt précédent avec le témoignage des "alluvions à chailles". Le fond du bassin, d'âge miocène, correspondrait à un panneau effondré de la *Primärrumpf* alpine. Distant d'une quinzaine de kilomètres du sommet du horst de Margeride, autre portion de la *Primärrumpf*, située à plus de 1400 mètres d'altitude, la position du plancher au dessous de la cote 600 permet d'estimer à environ 800 mètres l'ensemble des dénivellations créées dans ce secteur par la crise plio-quatérnaire et à limiter l'oeuvre de l'érosion, sur tout le flanc oriental de la Margeride, au relief en creux des vallées.

Arrêt n°4 : méandre de Farges -coupe du "concasseur-

Carte Le Puy 1/50.000ème : X = 722,1, Y = 301,7, Z = 775 m.

Décrite par P. BOUT dans sa thèse (1960, p. 6), cette coupe est le plus accessible des affleurements qui montrent, sur une certaine hauteur, les fameux "sables à mastodontes" (M. BOULE, 1892). Depuis la départementale 54, le sentier qui remonte jusqu'au plateau recoupe successivement :

- une couche de basalte épaisse d'environ cinq mètres, interprétée par P. BOUT comme étant un sill injecté dans les terrains sédimentaires,
- un niveau argileux de teinte violacée qui devrait sa couleur à un début de cuisson - 3 mètres-,
- des limons sablo-argileux passant un peu plus loin à une épaisse série sableuse - sablière-,
- un banc de galets consolidé en poudingue par un ciment d'oxydes de fer -2,5 mètres-,
- à nouveau des sables devenant de plus en plus fins puis, sur plusieurs dizaines de mètres, à nouveau des limons et des argiles.

L'ensemble de la formation, qui repose sur les sédiments oligocènes au-dessous de la départementale, se poursuit jusqu'aux coulées sommitales. Elle atteint ici une cinquantaine de mètres.

Le banc de galets, que l'on retrouve en plusieurs points sur le versant, constitue un précieux repère. Il s'est déposé sur au moins une vingtaine de kilomètres carrés puisqu'il

affleure au Nord-Ouest dans toutes les vallées affluentes de la Borne. Il témoigne du passage dans la dépression du Puy d'un cours d'eau qui possédait un bassin-versant similaire à celui de la Loire actuelle. Compte tenu de la taille limitée des galets -en majorité inférieure à 10 cm de grand axe-, on doit noter la forte proportion de basaltes -plus de 80 %- et l'écrasante domination des roches volcaniques sur celles issues du socle. Parmi les laves remarquables, il faut citer des phonolites, des basaltes noirs compacts du Monastier. Signalons enfin que P. BOUT y a retrouvé quelques "chailles".

L'âge des sédiments doit être considéré désormais comme à peu près établi, grâce en particulier au récent travail palynologique de D. ABLIN (1985). La série sableuse qui encadre le banc de galets est marquée par un spectre de minéraux lourds -analyses de R. ETIENNE- dans lequel les deux espèces les plus représentatives sont le sphène volcanique -45,9 %- et l'amphibole brune -8,2 %-. L'origine montdorienne d'une telle association ne fait pas de doute, car une aussi forte concentration ne peut pas s'expliquer par des remaniements à partir des modestes éruptions "acides" du Velay oriental. Jointes aux observations paléobotaniques effectuées par D. ABLIN -les rares échantillons pollinifères recueillis au-dessous de la série sableuse indiquent un paysage végétal très dégradé avec une très large prépondérance des herbacées- ce constat permet de situer la base de la série "villafranchienne" du Puy à la fin du Pliocène supérieur, juste avant le début du volcanisme trachyandésitique des Monts Dore, soit autour de 2,3 M.A. -Prétiglien ?-. La fin de la sédimentation est plus délicate à "caler". A Ceysnac, les basaltes qui scellent la majeure partie des dépôts accusent des âges potassium-argon compris entre 0,95 et 0,85 M.A. -notice de la carte géologique 1/50.000ème du Puy-. Les diagrammes établis par D. ABLIN montrent, comme l'analyse paléomagnétique, que l'épisode sédimentaire a peut-être été moins étendu dans le temps. Dans ces conditions, la date de 1,5 M.A. indiquée sur la figure 12 est seulement indicative ; elle part de l'hypothèse avancée par D. ABLIN d'une appartenance de la série aux périodes tiglienne et éburonienne.

Les conséquences géomorphologiques et tectoniques de l'âge pléistocène inférieur du toit des sables et argiles qui servent de support aux basaltes des plateaux sont remarquables (fig. 13 A). Nous avons vu, lors de l'arrêt précédent, l'Allier s'écouler aujourd'hui à une altitude de 515 mètres dans une dépression existant déjà au début du Pliocène supérieur. A Farges, le lit actuel de la Loire est à 640 mètres, soit 125 mètres plus haut que celui de l'Allier à latitude égale. Mais le plus impressionnant concerne la situation présente du niveau de base du Pléistocène ancien : celui-ci doit être situé au mur des coulées de basaltes vers la cote 800, soit 160 mètres au-dessus du talweg. C'est la valeur minimale qu'il faut donner à des mouvements du sol qui concernent le dernier million d'années !

Arrêt n°5 : alluvions de Marnhac et panorama sur le bassin du Puy.

Carte Le Puy 1/50.000ème : X = 723,2, Y = 310,3, Z = 735 m.
X = 722,9, Y = 310,3, Z = 780 m.

On rencontre le long de la route menant au sommet de la méso de Chambeyrac, une vingtaine de mètres en contrebas du hameau de Marnhac, des alluvions à galets dont la position exacte reste assez difficile à préciser en l'absence de sondages implantés sur le plateau. La carte géologique du Puy au 50.000ème a adopté la solution d'une extension infrabasaltique de la nappe ; celle-ci reste à démontrer. Il faut en effet bien considérer les données du problème.

La nappe, visible sur environ trois mètres -talus de la route et fondations de maisons-, est établie vers 735 mètres -altitude relative + 140 mètres-. Elle semble reposer sur les marnes de l'Eocène terminal. Son matériel est assez différent des "sables à mastodontes" du méandre de Farges : il s'agit de sables faiblement argileux emballant des galets de socle et des roches volcaniques en quantité égale. La taille moyenne des galets, en général inférieure à 10 cm de grand axe, mérite d'être notée. La présence de phonolites montre bien que l'on a affaire à des apports longs prélevés dans un bassin-versant comparable à celui de la Loire actuelle -le plus proche appareil phonolitique est situé à une vingtaine de kilomètres en amont-. Les sables possèdent un cortège de baryllites -analyse R. ETIENNE- où le grenat -15 %-, l'apatite -7,5 %- et le zircon -7,5 %- dominent les minéraux du socle, tandis que les orthopyroxènes -35 %- et les clinopyroxènes -15 %- représentent l'essentiel des espèces volcaniques. Ce spectre paraît très conforme à ceux que livrent, dans la région, les alluvions anciennes de la Loire. La faible représentation du sphène -4 %- et des amphiboles -4,4 %- permet, dans tous les cas, d'opérer une distinction entre ce dépôt et les "sables à mastodontes". Compte tenu de ces observations, on peut hésiter sur la position stratigraphique occupée par les alluvions :

- soit la nappe vient en recouvrement de la série villafranchienne et est antérieure à l'épanchement des laves de la méso de Chambeyrac, hypothèse retenue par la carte géologique.

- soit elle est emboîtée en contrebas de la méso et représente un premier stade de creusement de la Loire, au début de la phase de soulèvement récent.

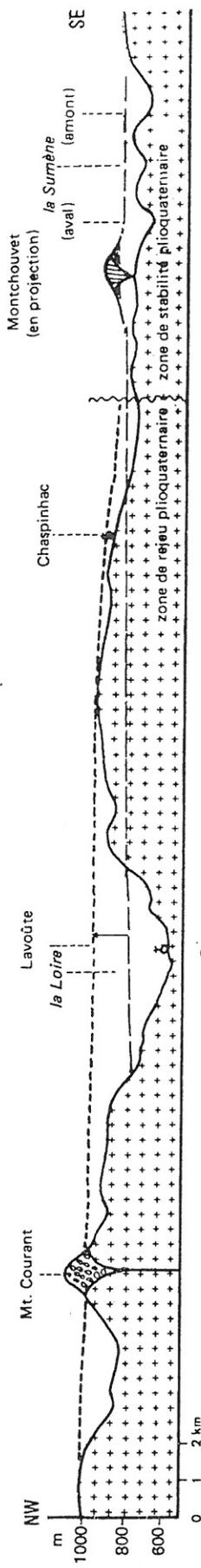
L'âge absolu des basaltes de Chambeyrac serait intéressant à connaître, car il fixe par excès le début de l'incision et est sans doute assez proche du dépôt des alluvions. En l'absence de mesures radiochronologiques, les données chronostratigraphiques déjà obtenues dans le bassin du Puy conduisent à leur conférer un âge pléistocène inférieur terminal -cf. l'arrêt précédent-.

Il convient maintenant de s'interroger de manière globale sur les événements structuraux et géomorphologiques qui se sont déroulés au Pliocène et au Quaternaire dans la région. Du sommet de la méso de Chambeyrac, la vue sur l'ensemble du bassin facilite la réflexion. L'obstacle formé aujourd'hui par le demi-horst Lavoute-Chaspinhac, qui s'abaisse en direction du Puy par une remarquable flexure (figure 13 B), apparaît avec netteté, de même que la situation curieuse de la Sumène qui vient dans notre direction, en sens inverse de la pente longitudinale actuelle du horst (figure 13 C). La Loire traverse le socle dans un secteur où il dépasse les 900 mètres d'altitude ; l'adaptation est évidente, puisque l'obstacle s'efface complètement en allant vers l'Est - Sud-Est, au pied du mont Plaux où le granite culmine vers 850 mètres. L'explication du tracé épigénétique semble ne pas poser de problème particulier : des sédiments paléogènes masquant encore le socle dans la section où la Sumène le traverse, on pense à une banale surimposition -hypothèse à laquelle s'est rallié H. BAULIG (1928, p. 202)- ; or une telle solution est incompatible avec plusieurs données de terrain (A. LE GRIEL 1981 et 1991, pp. 377 et 487) :

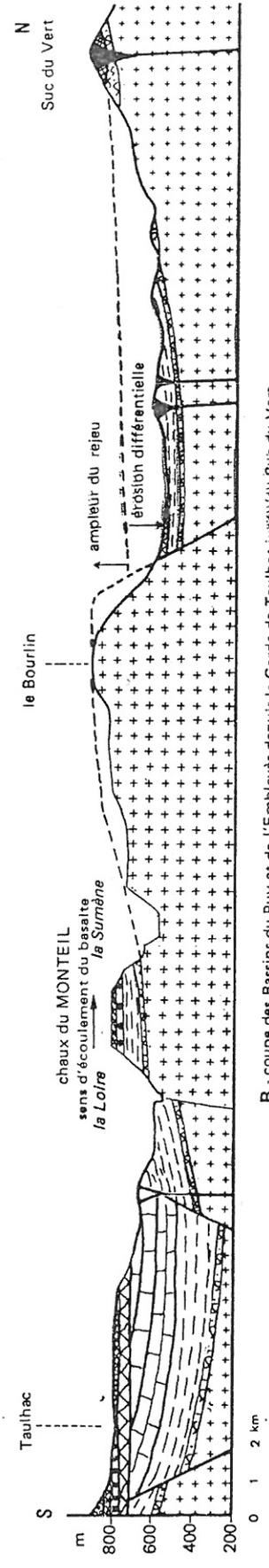
- L'épaisseur connue de la sédimentation est inférieure à celle qu'il aurait fallu pour recouvrir le granite et ce que l'on sait de l'évolution structurale oligocène, avec l'existence de deux bassins séparés précisément par le secteur du horst, n'incite pas à supposer qu'elle ait pu être plus importante à cet endroit.

- C'est, surtout, une analyse de l'évolution géomorphologique régionale au Néogène qui impose de choisir la solution de l'antécédence. Dans un tel paysage marqué par le volcanisme et une forte glyptogénèse récente, il est assez délicat de situer la *Primärrumpf* alpine. Cette démarche est pourtant indispensable pour parvenir à comprendre ce qui s'est passé. Le réseau hydrographique actuel, qui s'est organisé au fil du temps sur la *Primärrumpf* puis sur le relief né des déformations qui l'ont affectée, constitue un guide précieux. La place occupée par la Loire, principale artère régionale, sert de repère pour situer les zones basses de la topographie avant le début de la crise diastrophique. Le tracé du fleuve, aligné à petite échelle sur l'axe des parties les plus subsidentes des fossés, confirme d'ailleurs cette idée. La Sumène, en revanche, indique une seconde étape, postérieure au début de la crise. Avec sa direction perpendiculaire, elle témoigne des pentes apparues lors des premiers mouvements différentiels régionaux. Elle vient du massif du Meygal dont le substratum granitique appartient aux portions de *Primärrumpf* soulevées juste avant le début des éruptions, au Miocène supérieur (A. LE GRIEL 1991, pp. 481-482). La partie aval de son tracé prouve que le demi-horst de Chaspinhac n'avait pas achevé de se relever vers l'Ouest à ce moment-là. On peut en effet situer le plan de la *Primärrumpf* à proximité de la zone où la Sumène franchit le "horst" : la base de la coulée basaltique réputée miocène du Montchouvet -âge probable entre 10 et 7 M.A.- et celle de la table phonolitique du mont Plaux -la plupart des laves de ce type se seraient mises en place entre 7,5 et 6,3 M.A.- se trouvent vers 900 mètres d'altitude. Comme, à l'époque, le niveau de base régional représenté par la Loire possédait forcément une altitude inférieure à celle qui vient d'être citée, on voit que la portion de socle dans laquelle s'est encaissé le fleuve était, lorsque l'hydrographie s'est organisée, au moins cinquante à soixante mètres plus bas qu'elle n'est aujourd'hui -le granite devrait culminer vers 940-950 mètres dans l'axe occupé par la Loire-.

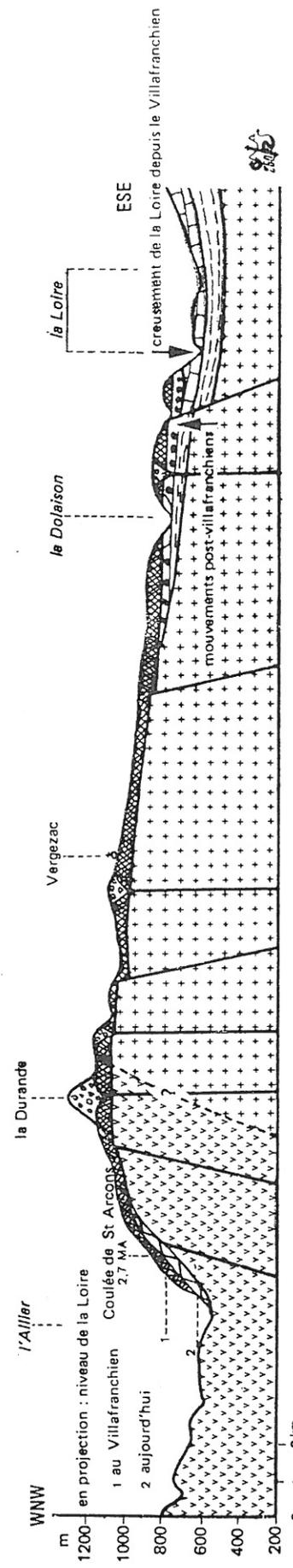
Quel est l'âge des mouvements qui ont porté en hauteur le seuil de Lavoute ? Considérant qu'il s'agissait d'un mouvement différentiel positif, j'ai admis dans ma thèse qu'ils appartenaient à la génération des horsts et, tout en envisageant des rejeux au Pliocène et au Quaternaire, je les ai situés dans le Miocène supérieur (A. LE GRIEL 1991, p. 487). Il me semble nécessaire de revenir sur cette opinion. Ce n'est pas le demi-horst de Chaspinhac qui s'est soulevé par rapport aux deux bassins qu'il sépare mais, plutôt, les bassins qui n'ont pas suivi l'épérogenèse régionale lorsqu'elle s'est produite au Pliocène et au Quaternaire. Cette façon de voir me paraît en meilleur accord avec la logique structurale. Elle offre la possibilité de synchroniser l'affaissement relatif du bassin avec la sédimentation plio-quaternaire que nous avons observée à Farges et s'harmonise beaucoup mieux avec l'hypothèse d'une reprise de la subsidence et la poursuite de déformations récentes. Il pourrait exister des preuves indubitables de l'exercice d'une tectonique différentielle quaternaire. Si le point d'émission de la coulée de la chaux du Monteil, face à nous, est bien le mont Brunelet, on doit constater que la pente actuelle du plateau est en sens inverse de la direction d'écoulement des laves ! Or la coulée qui forme la chaux du Monteil date du Pléistocène.



C - coupe suivant l'axe du Horst de Chaspinhac



B - coupe des Bassins du Puy et de l'Emblavés depuis la Garde de Taulhac jusqu'au Suc du Vert



A - coupe montrant à travers le Devès les relations entre les hautes vallées de l'Allier et de la Loire

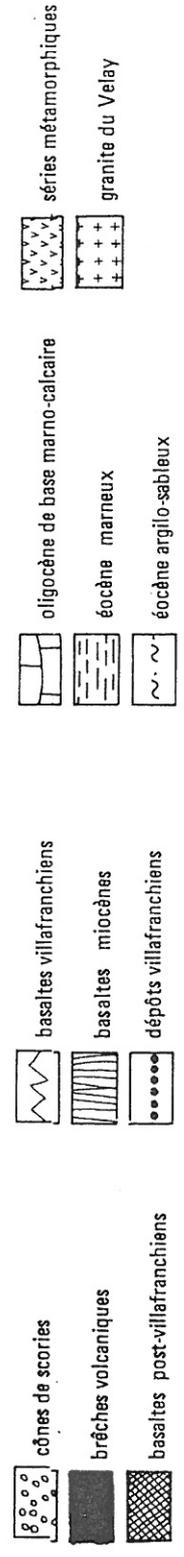


FIG: 13 Coupes géologiques des mouvements tectoniques plio-quaternaires dans la région du PUY

On peut résumer l'histoire tectonique de la région ainsi : après l'apparition des grands horsts -alignement Devès-Livradois, massifs du Mézenc, du Meygal et du Vivarals-, la Loire s'est installée, au Miocène supérieur, dans une gouttière méridienne identique à celles suivies plus à l'Ouest par l'Allier supérieur, entre Devès et Margeride, ou par la Truyère, entre la Margeride et l'alignement Aubrac-Cantal. Au Pliocène inférieur, la première étape de l'épeirogenèse généralisée au Massif Central -seules ses bordures occidentales et septentrionales y ont échappé- a provoqué l'incision du réseau hydrographique et l'apparition des vallées. Toutefois celles-ci n'ont été façonnées que dans les portions de socle car les anciennes structures affaiblies au Paléogène -limagnes- ou fragilisées antérieurement -fossé primaire de Langeac et ses annexes- n'ont pas suivi le soulèvement. C'est à cette époque que débute la surrection relative du demi-horst de Chaspinhac. La gorge épigénique de la Loire remonte donc pour partie au Pliocène mais, à la différence de celle de l'Allier dans le seuil de la Chomette, qui était pratiquement façonnée sous sa forme actuelle à la fin du Pliocène, son creusement s'est poursuivi au Quaternaire. Après une phase de relaxation dans les contraintes, qui s'est traduite là comme dans d'autres secteurs par des phénomènes de subsidence et le dépôt d'une partie de la charge des rivières, l'épeirogenèse a repris à la fin du Pléistocène inférieur. La tendance positive a été si forte que toute l'ancienne zone de subsidence villafranchienne des environs du Puy a suivi le mouvement de surrection -au contraire de ce qui semble s'être passé dans l'Emblavès-. La puissante incision ainsi provoquée explique le paysage de mésas perchées offert aujourd'hui par le secteur.

Une dernière question concerne l'étendue exacte de l'espace concerné par le phénomène. Les cent cinquante mètres de creusement quaternaire du bassin du Puy sont à rapprocher des cent quinze mètres observés à Randan -niveau en contrebas des alluvions culminantes- ou des quatre-vingt-quinze mètres d'Issoire -terrasse de Boulade-Malbattu- ; il s'agit de la vague épeirogénique qui a soulevé l'ensemble du Massif Central, mais ici avec plus de force qu'ailleurs. Il va sans dire que ces différences de puissance ont créé des rejeux locaux d'accidents tectoniques. Par exemple l'absence de surrection de la vallée de l'Allier, à St-Arcons, implique la présence de failles quaternaires possédant, sur la bordure occidentale du Devès, un rejeu total d'au moins deux cents mètres !

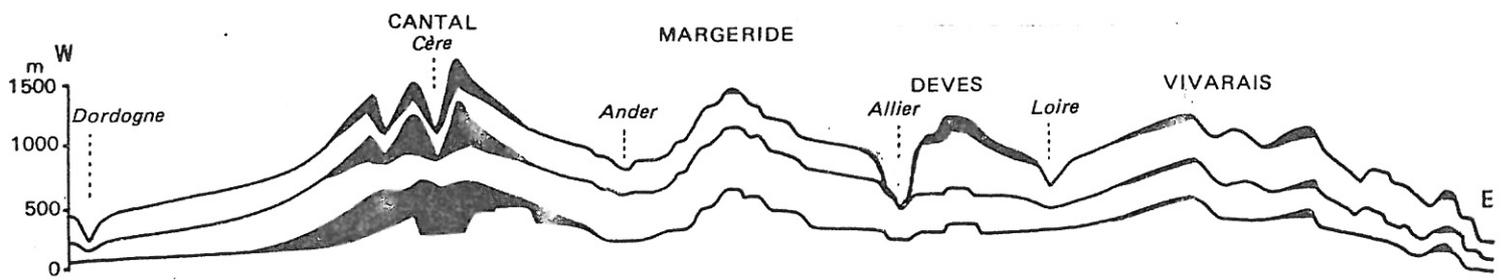
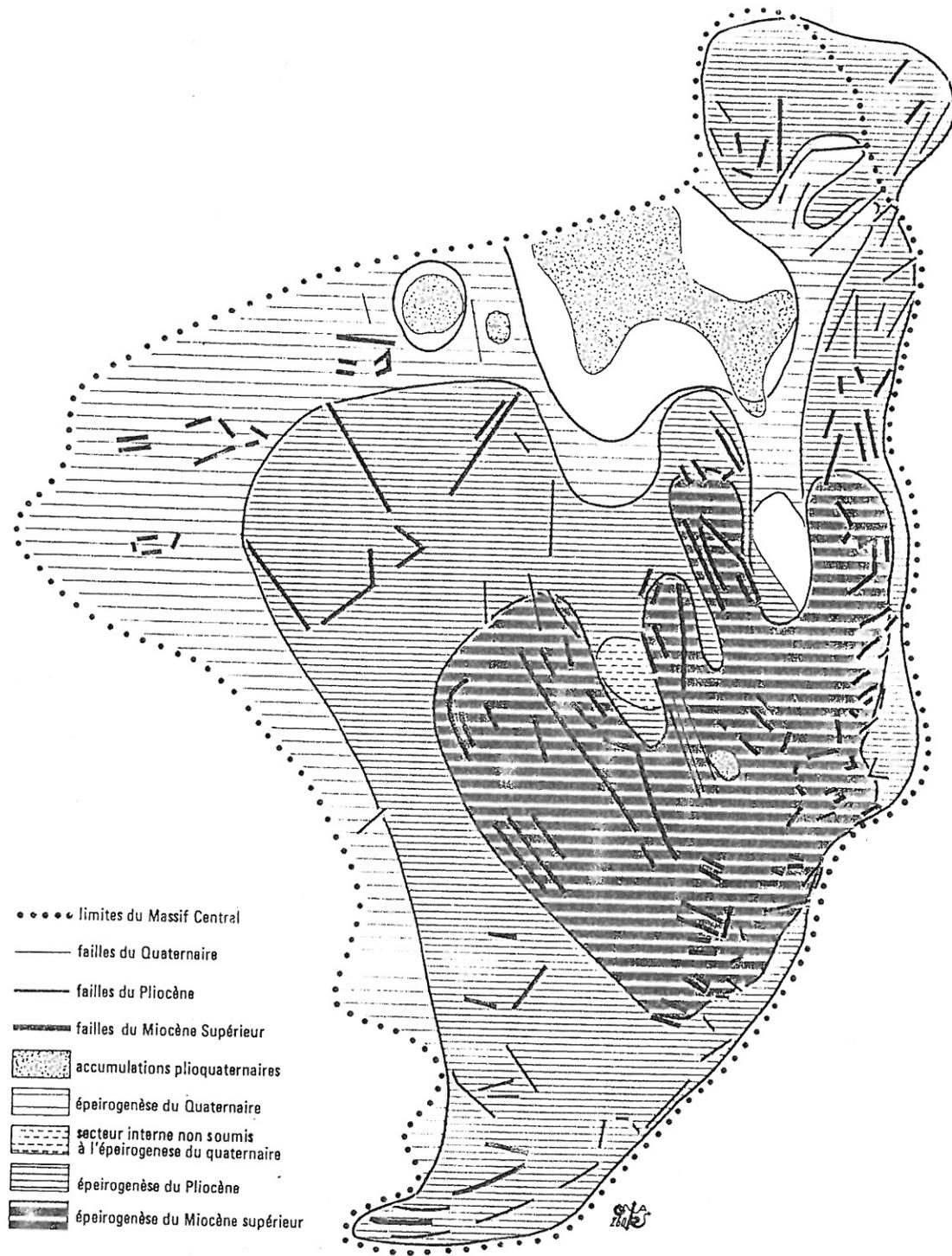


FIG: 14 Les effets de la crise tectonique récente à l'échelle du MASSIF CENTRAL

BIBLIOGRAPHIE

- ABLIN D., (1985)** : Analyse pollinique des dépôts lacustres de Ceyssac (Plio-Pléistocène du Velay, Massif Central français) : flore, végétation et climat. Thèse 3^{ème} cycle géologie, Paris. 121 p.
- BAULIG H., (1928)** : Le Plateau Central de la France et sa bordure méditerranéenne. Etude morphologique. Thèse d'Etat lettres, Paris. 590 p.
- BOULE M., (1892)** : Description géologique du Velay. Thèse d'Etat, sciences, *Bull. Serv. carte Géol. France*, 4, n°28, 259 p.
- BOUT P., (1933)** : Observations sur le plateau de Perrier, la région de Malbattu et les terrasses d'Issoire. *Bull. Soc. Hist. Nat. Auv.*, 21, 38 p.
- BOUT P., (1960)** : Le Villafranchien du Velay et du Bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier. Thèse d'Etat sciences, Paris, Imprimerie Jeanne d'Arc, Le Puy, 344 p.
- BRAVARD A., (1828)** : Monographie de la Montagne de Perrier, près d'Issoire (Puy-de-Dôme) et de deux espèces du genre Felis découvertes dans l'une de ses couches d'alluvions. Clermont-Ferrand.
- CANTAGREL J. M., PREVOT M., (1971)** : Paléomagnétisme et âge potassium-argon des basaltes du Devès aux environs de Saint-Arcons d'Allier (Massif Central, France). *CR. Acad. Sci. Fr.*, (D), 282, pp. 1837-1840.
- CHAMBAUDET A., COUTHURES J., (1981)** : Datations par traces de fission de gisements plio-pléistocènes de la périphérie des Monts Dore (Massif Central, France) *CR. Acad. Sci. Fr.*, (D), 293, pp. 67-71.
- CHAPUT E., (1917)** : Recherches sur les terrasses alluviales de la Loire et de ses principaux affluents. Thèse d'Etat sciences, Lyon. 305 p.
- CLOCHIATTI R., TOURENG J., (1971)** : Présence de quartz des ponces du Mont-Dore, d'âge Pliocène, dans les argiles sableuses du Bourbonnais. *CR. Acad. Sci. Fr.*, (D), 273, pp. 2453-2455.
- CLOZIER L., GROS Y., (1985)** : Présence de failles normales dans les sables et argiles du Bourbonnais d'âge Pliocène supérieur (Nord du Massif Central). Essai d'interprétation. *Géol. de la Fr.*, n°4, pp. 395-398.
- DEMANGEON A., (1910)** : Le relief du Limousin. *Ann. de Géogr.*, 19, pp. 120-149.
- DONSIMONI M., GIOT D., (1977)** : Les calcaires concrétionnés lacustres de l'Oligocène supérieur et de l'Aquitainien de Limagne (Massif Central). *Bull. BRGM*, (2), sect. 1, n°2, pp. 131-169.
- ETIENNE R., (1979)** : Morphogenèse et tectogenèse du bassin tertiaire bourbonnais et de ses marges cristallines. 2^{ème} partie de recherches géomorphologiques sur la bordure du Massif Central, Lyon. 1979, 171 p.
- FOURIS M., (1989)** : Les sites villafranchiens du Devès et les basaltes de la vallée de l'Allier : application de la méthode K-Ar. Thèse sciences, Clermont-Ferrand. 206 p.
- GIRAUD J., (1902)** : Etudes géologiques sur la Limagne (Auvergne). Thèse d'Etat sciences, Clermont-Ferrand, *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 13, n°87, 410 p.
- GOER DE HERVE A. DE., (1972)** : La Planèze de St-Flour (Massif volcanique du Cantal-France). Thèse d'Etat, sciences, Clermont-Ferrand. *Annales Scient. Univ. Clermont* n°47, 254 p.

GOER DE HERVE A. DE, ETIENNE R., (1991) : Le contact Margeride-Cézallier-Cantal, les incidences de la tectonique et du volcanisme sur la sédimentation et l'hydrographie. *Bull. Lab. Rhod. Géomorphol.* à paraître.

GORIN G., (1974) : Etude palynostratigraphique des sédiments paléogènes de la Grande Limagne (Massif Central France). Thèse de sciences soutenue devant l'université de Genève. 314 p.

HUGUENEY M., (1969) : Les rongeurs (Mammalia) de l'Oligocène supérieur de Coderet-Bransat (Allier). Thèse d'Etat sciences. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, 34, 227 p.

HUGUENEY M., (1984) : Evolution du paléoenvironnement dans le Tertiaire de Limagne (Massif Central, France) à partir des faunes de Mammifères. *Géobios*, mém. spécial n°8, pp. 385 à 391.

KIEFFER G., (1961) : Les formations volcaniques de la zone de transition entre les Monts Dore et la Limagne. Dipl. Et. Sup. lettres. Univers. Clermont-Ferrand. 162 p.

LARUE J. P., (1979) : Les nappes alluviales de la Loire et de ses affluents dans le Massif Central et dans le Sud du Bassin Parisien : Etude Géomorphologique. Thèse d'Etat lettres, Clermont-Ferrand. 543 p. + 1 tome d'illustrations.

LAUNAY L. DE, (1923) : Notes sur le terrain tertiaire de la Limagne bourbonnaise. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 26, n°147, pp. 1 à 146.

LE GRIEL A., (1978) : Alluvions anciennes de l'Allier et Sables du Bourbonnais. *Rev. Géogr. Lyon*, 53, n°3, pp. 265-279.

LE GRIEL A., (1981) : Remarques sur le rôle joué par des mouvements tectoniques différentiels récents dans la géomorphologie du Massif Central français. *Hommes et Terres du Nord*, 1981, n°3, pp. 31-40.

LE GRIEL A., (1991) : L'évolution géomorphologique du Massif Central français. Essai sur la genèse d'un relief. 2 tomes de texte -659 p.- + 1 tome de figures, Saint-Etienne.

LY M. H., (1982) : Le plateau de Perrier et la Limagne du Sud : études volcanologiques et chronologiques des produits montdoréens (Massif Central français). Thèse 3^{ème} cycle géologie, Clermont-Ferrand. 180 p.

MELHAUD R. (1956) : Les minéraux lourds des alluvions néogènes et quaternaires de l'Allier à hauteur de Clermont-Ferrand. *Rev. Scien. Nat. Auvergne*, 21, n°3-4, pp. 15-34.

PASTRE J. F. (1987) : Les formations plio-quaternaires du Bassin de l'Allier et le volcanisme régional (Massif Central, France). Thèse sciences, Paris VI. 706 p.

PENCK W., (1924) : Die morphologische Analyse. A. PENCK's geogr. Abhandl., Stuttgart, 283 p.

STEHLIN H. G., (1908) : Notices paléomammalogiques sur quelques dépôts miocènes des bassins de la Loire et de l'Allier. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (4), 7, pp. 525-550.

SUC J. P., (1982) : Palynostratigraphie et paléoclimatologie du Pliocène et du Pléistocène inférieur en Méditerranée nord-occidentale. *CR. Acad. Sci. Fr.*, (D), 294, pp. 1003-1008.

THONAT A., (1966) : Le volcanisme de l'Est du Cézallier et la vallée fossile de l'Alagnon. Dipl. Et. Sup. géologie, Clermont-Ferrand. 177 p.

ZAGWIJN W. H., (1960) : Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene vegetation in the Netherlands. *Mededel. Geol. Sticht.*, série C-III-I, n°5, pp. 1-78.