



HAL
open science

Remarques sur le rôle joué par des mouvements tectoniques différentiels récents dans la géomorphologie du Massif Central français.

Alain Le Griel

► **To cite this version:**

Alain Le Griel. Remarques sur le rôle joué par des mouvements tectoniques différentiels récents dans la géomorphologie du Massif Central français.. Revue Hommes et terres du Nord, 1981, n°3, pp. 31-40. halshs-00777706

HAL Id: halshs-00777706

<https://shs.hal.science/halshs-00777706>

Submitted on 18 Jan 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.

REMARQUES SUR LE ROLE JOUE PAR DES MOUVEMENTS TECTONIQUES DIFFERENTIELS RECENTS DANS LA GEOMORPHOLOGIE DU MASSIF CENTRAL FRANCAIS

* par A. LE GRIEL

Résumé

A partir d'exemples pris dans quatre bassins d'effondrement tertiaires du Massif-Central, l'auteur conclut à l'exercice d'une tectonique différentielle récente ; celle-ci expliquerait les principaux traits de la morphologie des fossés.

Abstract

From the study of four tertiary subsiding basins in the Massif Central (France), the author concludes to the activity of recent tectonic movements which can explain the main features of their present morphology.

La part qui revient respectivement à l'érosion et à la tectonique dans l'explication du relief des socles constitue en géomorphologie un débat trop ancien pour qu'il soit utile de le présenter. Le Massif Central ayant toujours occupé dans cette discussion une place de choix, personne ne sera étonné de trouver ici quelques lignes supplémentaires à ce sujet.

Ayant choisi de travailler sur l'évolution géomorphologique tertiaire et quaternaire du Massif Central il m'a fallu, après bien d'autres, me poser le problème du rôle direct tenu par la tectonique dans la topographie actuelle. Or, à la différence de la plupart des géomorphologues qui m'ont précédé, je suis parvenu à la conclusion que la tectonique occupait une place essentielle dans la morphogénèse et surtout que ses interventions les plus efficaces pour le relief étaient récentes. Cette opinion n'a pas été établie en abordant la question à partir des massifs qui avaient surtout retenu l'attention des chercheurs jusqu'à maintenant ; elle se fonde sur une analyse des bassins d'effondrement. Une telle démarche offre deux avantages :

— Les fossés ayant piégé de nombreux dépôts corrélatifs, on dispose de quelques repères qui manquent souvent sur les horsts.

— Par ailleurs, et au contraire de ce qui se passe sur le socle où l'exercice de l'érosion sélective prête à discussion, les bordures des bassins offrent entre roches plutoniques et sédiments des contrastes lithologiques fréquemment mis en valeur. Il m'a donc semblé plus démonstratif, pour rechercher les effets d'une tectonique active, de me placer délibérément sur un terrain « délicat » pour le but visé, puisque favorable à l'exercice d'une érosion différentielle.

Les faits observés dans quatre fossés du Massif-Central - deux situés sur sa marge septentrionale : Montluçonnais et Brionnais, et deux autres situés au coeur du Massif : Le Puy et Neussargues - Saint Flour (fig. 1) - feront l'objet de la présente note. Tous illustrent la part prise dans l'explication des bordures des bassins « paléogènes » par une tectonique différentielle (faille, flexure) récente. Ils amènent à une conclusion fondamentale : les bassins du Massif Central ne sont pas le résultat d'une phase tectonique ancienne relayée aujourd'hui par l'érosion, mais bien, pour l'essentiel, de deux phases tectoniques, la plus récente étant responsable des principaux traits du

paysage (1).

1 - La faille de Montluçon (Montluçon - Boussac 1/50 000e)

Le bassin de Montluçon est nettement dissymétrique : sur sa bordure occidentale il s'élève très lentement jusqu'au niveau du plateau d'Aigurande, sans qu'il existe une limite franche ; à l'est le passage au plateau de Combraille est marqué par un talus accusé, d'un commandement parfois supérieur à cent mètres (fig. 2). C'est à l'origine de cet abrupt que nous allons nous intéresser. Comme le Cher suit le pied de l'escarpement, on est tout de suite tenté de lui attribuer la vigueur de la forme. En affouillant rapidement les sédiments tertiaires, il aurait exhumé, ou révélé, l'ancienne bordure faillée puisque l'existence d'un contact anormal ne fait ici aucun doute. Un tel raisonnement a pour lui l'avantage de la simplicité, mais il n'est pas compatible avec une observation plus attentive de la situation.

On doit remarquer que le cours du Cher possède dans ce secteur une direction et une rectitude qui contrastent avec les autres portions de son tracé. On est obligé de s'interroger sur le phénomène et de constater que le Cher, parfaitement adapté à la structure n'a pas le comportement d'une rivière surimposée. On est ainsi amené à se demander si la position du Cher dans la traversée du fossé de Montluçon n'est pas une conséquence, plutôt qu'une cause, de la présence du talus : le cours de la rivière aurait été canalisé, celle-ci suivant le pied du talus et ne le créant pas.

L'étude des relations entre le bassin topographique et les dépôts tertiaires qui l'occupent va confirmer la supposition précédente.

Pour que l'hypothèse de l'escarpement de ligne de faille soit recevable, il est indispensable que toute la cuvette de Montluçon ait été comblée par des sédiments lors de l'installation du réseau hydrographique actuel. Une accumulation de plus de deux cents mètres d'épaisseur aurait rempli le bassin (le niveau est indiqué en tirets courts sur la figure 2). La chose est-elle possible ?

De prime abord cela paraît plausible : on qualifie souvent la région de Montluçon de « fossé oligocène » et il est bien connu qu'une sédimentation sablo-argileuse ou marneuse a ennoyé durant cette période des compartiments effondrés subméridiens - limagnes de la Loire et de l'Allier - avec lesquels le Montluçonnais possède d'indiscutables similitudes. L'existence de lambeaux de terrains sédimentaires sur le plateau de Combrailles, à l'Est du talus, à proximité du hameau du Bouchat (fig. 2) semble d'ailleurs justifier l'hypothèse. L'étude stratigraphique des dépôts tertiaires s'oppose pourtant à cette analyse. La sédimentation du fossé de Montluçon par sa mise en place, par ses faciès et par son âge rappelle plus celle de la Brenne que celle des limagnes. Une particularité notamment la sépare de la plupart des sédimentations oligocènes : l'absence de subsidence. L'épaisseur de l'accumulation y est très limitée : l'étude du terrain permet de l'estimer à quelques dizaines de mètres. La géométrie d'ensemble du dépôt peut même être reconstituée avec



- 1 Faille de Montluçon
- 2 Bombement du Brionnais
- 3 Région du Puy
- 4 faille de l'Alagnon

 sédiments tertiaires

FIGURE 1 : SITUATION DES EXEMPLES ÉTUDIÉS

vraisemblance grâce à l'existence de faciès particulièrement typés.

On est en présence d'une série sédimentaire positive. Elle débute sur un socle en général peu altéré par d'anciennes formations de transport qui sont plus ou moins indurées par un ciment où se mélangent fer et silice («Sidérolithique» des auteurs), et dans lesquelles apparaissent quelques niveaux de galets. Les matériaux rubéfiés sont recouverts par des sables argileux ou des argiles sableuses ; ces dernières sont, elles aussi, consolidées en une sorte de «grés argilolithe» rappelant les divers faciès du «grison» de Brenne. Au fur et à mesure que l'on remonte dans la série, les sables deviennent plus rares, ils cèdent la place aux argiles qui emballent des précipitations carbonatées sous forme de nodules. Le sommet de la sédimentation se repère facilement : il est constitué par des couches de calcaire parfois meulièrement à la suite d'une épigénisation locale des carbonates par la silice (2).

La figure 2 montre qu'il n'a jamais existé un fossé de Montluçon au moment de la mise en place de ces dépôts. Ceux-ci ont été «piégés» dans des dépressions peu accentuées malgré leur origine tectonique. Les mouvements responsables de la morphologie dissymétrique actuelle sont à l'évidence postérieurs à cette phase de sédimentation : il paraît impossible que les rapports d'altitude observables aujourd'hui entre les dépôts de Domérat - Montluçon d'une part et ceux du Bouchat d'autre part - soit plus de cent mètres de dénivellation - aient existé alors. Les uns et les autres devaient se situer à une altitude très proche représentant un niveau de base régional ; les cuvettes jalonnaient une topographie faiblement différenciée que l'on pourrait assimiler à la fameuse «surface égène» d'Henri Baulig. L'existence de la faille de Montluçon, avec son rejet actuel, est d'ailleurs incompatible avec les sédiments carbonatés très fins qu'elle recoupe.

Le problème consiste donc à s'interroger sur l'âge de la tectonique responsable du paysage actuel. On possède des arguments pour dater la série sédimentaire de la seconde moitié de l'Eocène. ; les Mouvements ont par conséquent pu intervenir à n'importe quelle période du Tertiaire (ou du Quaternaire) depuis cette époque. Il faut, à mon avis, exclure la possibilité d'une tectonique oligocène, voire miocène.

— cette opinion se fonde d'abord sur l'absence de sédiments post-éocènes. Si une telle accumulation s'était produite, on la retrouverait sous formes de placages sur les couches éocènes ou sur le socle. Il est invraisemblable qu'elle ait été parfaitement éliminée par les rivières surtout lorsqu'on s'éloigne, à l'ouest, de l'axe du Cher.

— ensuite elle repose sur l'obligation de rajeunir au maximum le jeu de la faille ; un dégagement récent par l'érosion différentielle n'étant plus recevable, il faut bien malgré tout expliquer la fraîcheur de la forme et surtout les particularités du réseau hydrographique. La dissymétrie entre les affluents de rive gauche de l'Aurance et ceux de rive droite du Cher est manifeste : les petits cours d'eau descendus de la Combraille n'ont pas eu le temps nécessaire pour agrandir leur bassin-versant, en dépit de l'avantage représenté par un niveau de base plus déprimé, et ils possèdent un profil en long convexe. En définitive, la région de Montluçon offre quelques faits significatifs mais pas de repères chronologiques ; ces derniers sont plus nombreux dans le Brionnais.

2 - Le bombement du Brionnais (feuilles Charlieu et Charolles 1/50 000e)

Le Bassin Roanne-Digoin offre une structure dissymétrique assez proche de celle du Montluçonnais. Il s'agit là encore d'un fossé d'angle de faille. Sur ce plan les seules nuances résident dans l'ampleur des mouvements (3) et dans leur orientation : la grande faille bordière est occidentale ; la pente régulière remonte à l'est vers les Monts du Beaujolais. On relève pourtant dans la topographie une différence remarquable par rapport à l'exemple précédent : la position de la Loire ne rappelle pas celle du Cher. Le fleuve ne coule pas à l'Ouest au pied de l'accident principal, mais dans la partie orientale du bassin. Dans le Brionnais, il vient même s'encaisser à l'intérieur de collines armées par le calcaire Bajocien et dégagées des sédiments tertiaires à l'occasion d'un bombement qui interrompt la continuité du bassin (fig. 3). De quelle façon peut-on expliquer la situation de la Loire ? On se trouve ici dans un cas d'épigénie avec le choix classique qu'elle impose entre la solution de la surimposition et celle de l'antécédence.

Comme toujours dans les bassins, la première hypothèse paraît s'imposer : à partir d'une surface d'accumulation (en tirets courts sur la figure 3) qui aurait fossilisé de petits horsts couronnés par le secondaire, les cours d'eau se seraient surimposés, déblayant les couches tendres avant d'inciser les roches résistantes. Si la solution implique l'élimination d'une tranche d'une centaine de mètres d'épaisseur il n'existe pas ici dans la nature de l'accumulation d'éléments susceptibles de l'infirmier. On pourrait même y trouver quelques arguments : qu'il s'agisse du caractère subsident des dépôts ou de leur manque de résistance. Il me paraît cependant difficile, sinon impossible, d'admettre cette hypothèse, il faut retenir contre elle les faits suivants :

— la netteté du contact socle-tertiaire sur la bordure occidentale où il est toujours situé à une altitude proche de 370 mètres ; ce qui est incompatible avec un travail, a fortiori nuancé, de l'érosion différentielle.

— la présence de larges affleurements de marnes toarciennes sur certains points hauts du Brionnais (elles sont très visibles sur la figure 3). Il est du coup bien délicat d'expliquer la morphologie du secteur par la mise en creux des roches tendres.

— Enfin, et surtout, la situation en altitude de la formation des Sables et Argiles du Bourbonnais. Celle-ci recouvre toute la région de Digoin ; elle débute franchement au nord de l'Urbise avec une épaisseur d'une vingtaine de mètres (le toit de la formation correspond à peu de chose près à l'altitude des plus hauts interfluves - 310 mètres). Au Sud, il m'est apparu très difficile, malgré sa présence sur la carte géologique, de la mettre en évidence. On peut tout au plus lui attribuer de minces placages de sables à cailloutis quartzeux, ainsi celui qui est reconnaissable sous la forêt de Lespinasse vers 360 mètres (fig. 3). Quoiqu'il en soit, il ressort de l'analyse du terrain que l'accumulation des sables et argiles du Bourbonnais dont l'âge est pliovillafranchien (4) se trouve largement en contrebas des collines du Brionnais ; on est donc tenu de placer la reprise d'érosion - si elle a existé - responsable de l'épigénie de la Loire avant la mise en place des sables et argiles. Or ceci est rendu impossible par les faits : la formation bourbonnaise repose bien par un contact ravinant sur le substratum tertiaire (5). Mais

la reprise d'érosion qui a précédé son dépôt a été très faible ; c'est ce dont témoigne au sud-ouest de Moulins la présence de la faune Burdigalienne de Givreuil piégée dans un Karst modeste développé aux dépens des calcaires aquitaniens. On a là une preuve parmi d'autres des retouches très limitées apportées au cours du miopliocène à la topographie des marges nord du Massif Central. En conséquence, je choisirai pour expliquer l'épigénie de la Loire l'autre solution possible : l'*antécédence*. Elle n'a rien contre elle, en dehors bien sûr des principes de la doctrine «fixiste».

A l'issue de la construction du vaste épannage Bourbonnais, période au cours de laquelle la Loire s'est déplacée sans cesse - comme l'indiquent les figures de sédimentation -, le fleuve s'est installé sur une génératrice orientale de la zone d'accumulation. Il s'est depuis encaissé dans une position où l'a surpris le soulèvement du Brionnais. La meilleure preuve de l'existence d'un tel mouvement est l'assurance que l'on a de sa poursuite au Quaternaire puisque Gabrielle Latreille et moi-même avons pu démontrer (6) qu'il affectait les terrasses de la Loire ; la plus haute d'entre elles est dénivelée d'une vingtaine de mètres.

Avant d'abandonner cette région on ne peut manquer de se poser une question relative à la bordure occidentale du bassin : depuis quand les Monts de la Madeleine possèdent-ils leur volume actuel ? Il est certain qu'un relief existait à leur emplacement à l'Oligocène, les blocs parfois énormes emballés dans une argile sableuse que l'on rencontre à l'Ouest du Roannais le démontrent. Mais il me semble difficile de faire de l'escarpement vigoureux limitant la plaine un héritier des phases tectoniques paléogènes. La fraîcheur du talus mais aussi l'absence de dépôt corrélatif miocène m'y incitent. Sans disposer de témoignage décisif, j'envisagerai à l'échelle des Monts de la Madeleine la possibilité de mouvements récents, plus ou moins synchrones de ceux ayant affecté les collines beaucoup plus modestes du Brionnais. Ces mouvements seraient responsables du contact très franc entre le socle et le sédimentaire.

3 - La région du Puy (cartes Le Puy et Yssingeaux 1/50 000e)

Depuis les travaux de Pierre Bout le bassin du Puy est en général cité comme le fossé tertiaire où des mouvements tectoniques récents ont eu les plus grandes chances de s'être produits. Il est vrai que les *manifestations volcaniques villafranchiennes du Devès* ne sauraient se concevoir sans quelques déformations notables. De fait, les indices abondent : on voit mal, par exemple, comment expliquer l'étranglement qui marque la vallée de la Borne entre Saint Vidal et les Estreys en renonçant à utiliser une petite faille transversale au cours d'eau ; pratiquement contemporaine des premiers épanchements de lave, elle a été moulée par le basalte. De la même façon certaines coupes décrites par Pierre Bout (7) montrent les célèbres «sables à mastodontes» villafranchiens coincés entre des venues basaltiques et affectés par des pendages proches de la verticale.

Pour être spectaculaires, la plupart de ces cas ne me paraissent pas significatifs ; ils sont la conséquence soit de mouvements locaux, soit de manifestations volcaniques, soit de simples mouvements de versant ; *ils ne correspondent pas à l'échelle choisie dans cette note, celle de l'ensemble du bassin*. Bien qu'elle ait très peu attiré les géomorphologues, il existe pourtant dans le relief une

forme remarquable qui convient parfaitement à la démonstration d'une tectonique régionale : le *horst de chaspinhac* établi entre le bassin du Puy et l'Embavès et traversé en gorge par la Loire.

Il se présente comme un bloc dissymétrique (figure 4a) allongé du nord - ouest au Sud-est : il se dégage peu à peu des sédiments tertiaires au sud et domine au nord le bassin de l'Emblavès par un abrupt au tracé très légèrement arqué, au profil tendu et dépassant au-dessus de la Loire les trois cent mètres de commandement. Ce talus est lié à un *accident majeur du socle : la faille de la Vouôte sur Loire - Saint Julien Chapeuil*. Nous allons essayer de le définir morphologiquement .

A ma connaissance la seule tentative qui ait donné lieu à publication est celle d'Henri Baulig dans sa thèse. Il s'agit bien entendu pour lui d'un escarpement de ligne de faille qui résulterait sur toute sa longueur du travail de l'érosion différentielle. Cette définition est indiscutable pour la partie orientale de l'escarpement qui figure sur la carte d'Yssingeaux ; elle ne convient pas sur la feuille du Puy où l'escarpement est composite. En effet si l'exagération de la hauteur du talus aux dépens des marnes éocènes ne fait, dans ce secteur aussi, aucun doute, il n'y en a guère plus sur la réalité d'un rejeu fini tertiaire (figure 4b).

On doit tout d'abord remarquer qu'il est impossible que le horst de Chaspinhac, avec son altitude, ait été entièrement fossilisé par les dépôts éocènes. L'ensemble de la série ne dépasse jamais les trois cents mètres (8) alors que le rejet de la faille peut être estimé à plus de quatre cents mètres. Un rejeu s'impose donc puisque la surimposition de la Loire sur le horst est une réalité et que des pastilles des sables argileux éocènes de base sont visibles à son sommet sous la protection de laves.

Ce rejeu se déduit aussi du comportement du réseau hydrographique. La Loire franchit le horst dans un secteur où il culmine à 940 mètres (fig. 4b). Au sud-est de son passage on constate que son affluent la Sumène est elle-même surimposée au horst qui affleure vers 850 mètres, une centaine de mètres plus bas ! Comment expliquer que la Loire se soit installée à l'endroit où l'obstacle était le plus important ? Il n'est pas très difficile de reconstituer la topographie sur laquelle les principaux cours d'eau se sont organisés. Elle est scellée à proximité de la Sumène par les basaltes du Montchouvet (fig. 4b) dont l'âge doit être situé entre 11,5 et 8 millions d'années. Etabli sur la faille qui ne paraît pas avoir rejoué ici depuis cette époque, l'épanchement repose sur une vingtaine de mètres de sédiments éocènes et le socle. Il jalonne la surface drainée par les rivières avant que ne débute la grande phase d'incision du réseau hydrographique (9). Comme le cours de la Sumène s'inscrit à contre-sens de la pente actuelle du horst et se dirige vers la Loire, il faut bien admettre que le fleuve passait sur un bloc beaucoup moins soulevé qu'il ne l'est aujourd'hui. Le passage de la Loire est *antécédent* à la déformation.

Quel est l'âge de ce rejeu ? Il est postérieur au Miocène terminal. Il a pu apparaître progressivement au cours du Pliocène et du Quaternaire. Je crois cependant disposer de certains arguments pour le rajeunir très sensiblement et le placer *dans le Villafranchien*. Il me paraît lié à un soulèvement de l'axe Devès-Livradois puisqu'il s'est produit sur l'extrémité occidentale de la faille de la Vouôte-Saint Julien-Chapeuil, la plus proche de ces massifs. Ce soulèvement étant sans doute très peu antérieur aux émissions volcaniques du Devès qui se sont produites entre 3 et 0,5 millions d'années ; on dispose là d'un premier élément d'appréciation. J'en suggérerai un second :

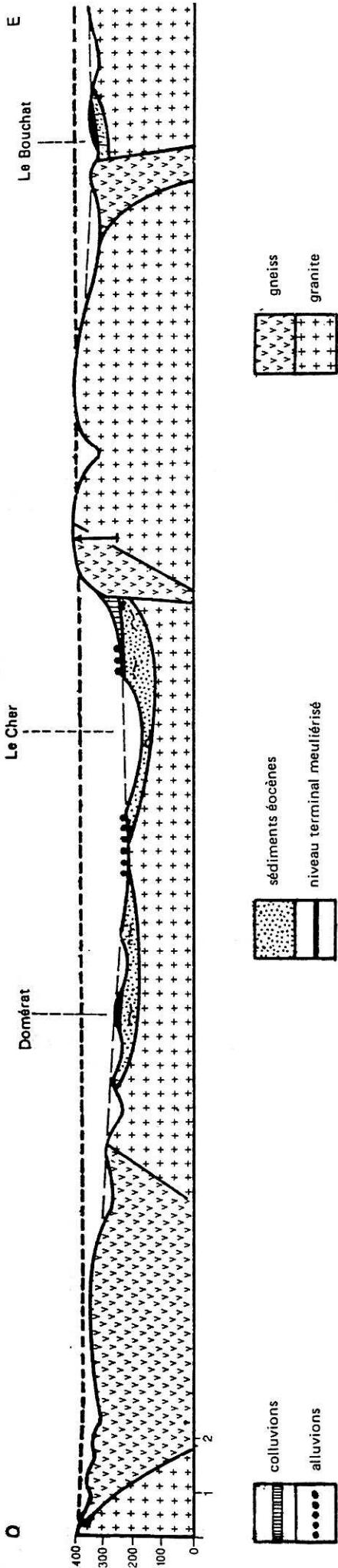


FIGURE 2 : COUPE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DE MONTLUÇON

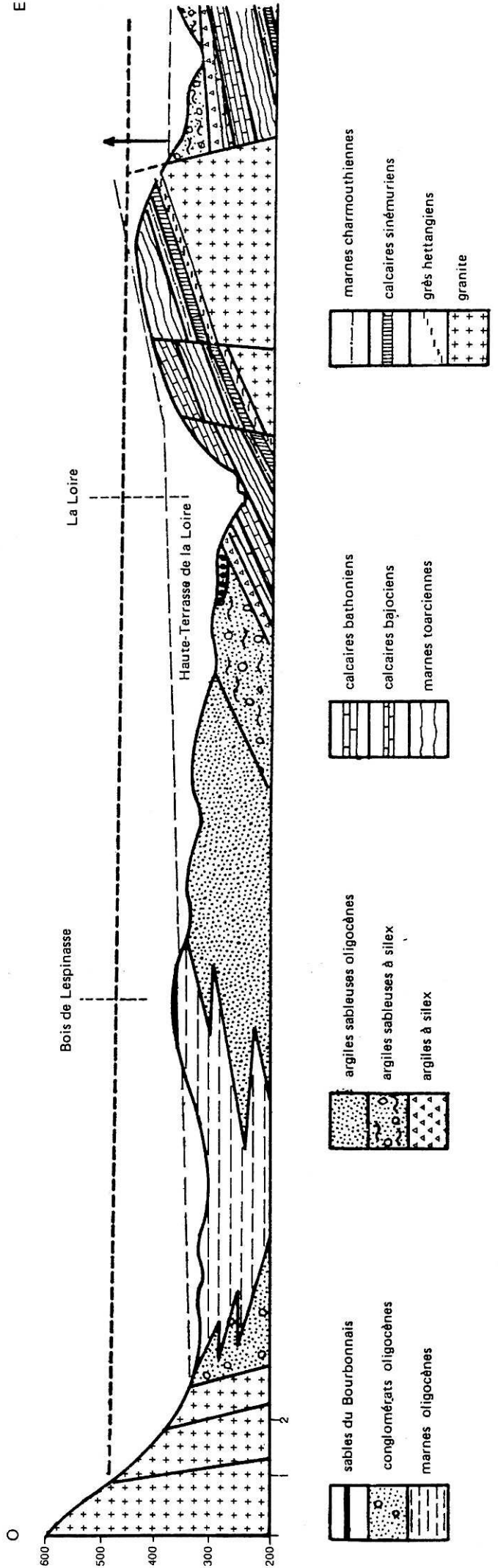


FIGURE 3 : COUPE GÉOLOGIQUE ALLANT DU REBORD ORIENTAL DES MONTS DE LA MADELEINE AU BRIONNAIS

ce jeu n'est peut être pas étranger aux accumulations de matériaux villafranchiens du bassin du Puy. Étant donné la disposition assez complexe de ces dépôts, en particulier leur épaisseur très variable d'un lieu à l'autre, il ne me semble pas absurde d'y voir les produits de colmatage amenés par les cours d'eau de l'époque dans leurs vallées : celles-ci auraient été ennoyées consécutivement à un mouvement de bascule affaissant le bassin tandis que le horst se soulevait en provoquant un effet temporaire de barrage.

Dans la région du Puy le géomorphologue doit se faire à l'idée d'une tectonique différentielle quaternaire très active. Cette idée s'impose avec force lorsque l'on étudie l'état du creusement respectif des vallées de la Loire et de l'Allier (fig. 4c) de part et d'autre du Devès. Les coulées basaltiques et leur âge radiochronologique donnent de précieux repères : la vallée de l'Allier à hauteur de Saint Arcons avait atteint sa situation actuelle il y a près de trois millions d'années alors que le niveau correspondant de la Loire se situe à Farges près de trois cent mètres plus haut ! La Loire coule aujourd'hui encore une centaine de mètres au-dessus de l'Allier (620 mètres contre 520 mètres), pourtant elle a eu durant une partie du Villafranchien et au Quaternaire une tendance continuelle à l'incision alors que l'Allier, dans cette portion de son cours au moins, n'évoluait pas. De semblables différences de comportement, dans une région et dans un contexte lithologique proche, ne sauraient s'expliquer pour de grandes artères du réseau hydrographique par un autre phénomène que la tectonique. En l'occurrence un soulèvement de tout le domaine drainé par la Loire dans le Velay s'est produit. La vallée de l'Allier occupe dans cette région un véritable fossé récent ; il y a en effet de bonnes raisons de penser que la Margeride, sur son flanc ouest, s'est elle aussi soulevée depuis peu.

4 - La faille de l'Alagnon (feuilles Massiac- St Flour 1/50 000e).

Au nord de Saint-Flour trois régions entrent en contact : le Cantal, le Cézaillier et la Margeride ; on observe dans cette zone les preuves d'une tectonique différentielle importante. Nous envisagerons les faits à l'échelle locale avant d'élargir notre champ de vision.

La vallée de l'Alagnon connaît à hauteur de Joursac une modification brutale et impressionnante de sa physionomie : à la large dépression aux flancs concaves inscrite d'environ deux cents mètres dans les terrains volcaniques du Cantal succède en aval une gorge étroite, encaissée de plus de quatre cents mètres dans le socle cristallin de la Margeride. L'explication de ce phénomène est simple : l'Alagnon franchit en gorge épigénique l'obstacle représenté par le horst Cézaillier-Margeride, d'où la différence précédemment notée dans la nature du substratum, dans la profondeur de l'incision, et dans le modelé. La seule véritable question qui se pose, et à laquelle aucun géomorphologue n'a essayé de répondre, est de savoir comment l'Alagnon a pu inscrire sa vallée au travers du talus occidental du horst. Avec sa centaine de mètres de commandement, il représente un obstacle continu que l'on peut facilement suivre depuis Talizat jusqu'à Allanche, bien qu'il soit en grande partie fossilisé sous les abondantes coulées basaltiques de Rézentièrre en rive droite de l'Alagnon et du Cézaillier en rive gauche. La figure 5, établie d'après les travaux d'Alain de Goer de Hervé (10) illustre la situation sur le versant sud-est de la Vallée de l'Alagnon : on y reconnaît les contacts

anormaux qui interviennent entre les laves (ou l'Oligocène) et le socle ainsi que la faille responsable du talus séparant la planèze de la Margeride. Cette faille est désormais géologiquement prouvée : à Joursac son rejet est d'exactement cent cinq mètres selon A. Goer de Hervé (11). C'est la valeur de la dénivellation qui existe entre deux affleurements d'un même niveau repère constitué par le « mur » de la nappe doléritique de Latga reposant sur un banc d'alluvions, unique dans tout le Cantal par ses galets de phonolite ; le premier affleurement est bien visible en rive droite de l'Alagnon, le second a été découvert par A. de Goer de Hervé à l'occasion du lever de la feuille géologique Saint-Flour au 1/50000e en rive gauche de l'Alagnon près du Hameau d'Elgines (il a été placé en « fenêtre » sur la fig. 5) où il est décalé de cent cinq mètres vers le haut. Il y a donc une remarquable correspondance entre la hauteur du talus et la valeur du rejet. Ce détail confirmerait, si besoin était, le caractère récent de l'accident ; il peut être démontré sans peine autrement. D'une part la faille est postérieure à la nappe de dolérite, dite de Latga, qu'elle dénivelle et dont l'âge pourrait être de 4,5 millions d'années ; d'autre part elle est postérieure à la mise en place des coulées sommitales de basaltes sombres dont l'âge serait légèrement plus récent (sans doute quatre millions d'années). La deuxième affirmation se déduit de l'étude des rapports - auxquels il nous faut maintenant revenir - entre l'Alagnon et la faille. La rivière s'est forcément installée sur la surface structurale des basaltes terminaux puisque leur épanchement a fait disparaître l'organisation antérieure du réseau hydrographique. Comme l'Alagnon a fixé son cours à cette époque en direction du nord-est vers la Limagne d'Issoire, on est contraint de supposer qu'il n'existait pas alors d'obstacle de l'importance du talus. En effet, on ne trouve pas trace sur les laves cantaliennes d'une quelconque accumulation de matériaux pouvant justifier d'une surimposition. La seule interprétation possible du passage à travers le horst reste par conséquent l'antécédence (12). L'Alagnon est parvenu à maintenir son tracé malgré l'exercice d'un mouvement tectonique qui a surélevé d'une centaine de mètre l'axe Cézaillier-Margeride ; ces événements se sont déroulés dans les quatre derniers millions d'années.

Les conséquences de tels faits méritent d'être analysées à une échelle plus générale. La Faille de l'Alagnon possède un rôle morphologique régional : l'abrupt qui est franchi à Joursac se prolonge sur près d'une centaine de kilomètres de l'extrémité nord du Cézaillier au sud de la Margeride : il s'agit d'une cicatrice majeure affectant le socle suivant une direction qui varie entre Nord 140 et Nord 110. Elle dénivelle les plateaux portant les principales hauteurs de la Margeride et les plateaux dans lesquels l'érosion différentielle a mis en creux plusieurs bassins paléogènes (Le Rouget, Saint-Alban, Le Malzieu, Saint-Flour). Le talus qu'elle a créé s'estompe localement : c'est le cas vers Coren (Saint Flour 1/50 000e), Clavelières (Saugues 1/50 000e) ou Saint-Denis-en-Margeride (Saint Chély d'Apcher 1/50 000e) ; ces phénomènes semblent imputables à la tectonique ; ils s'expliquent par une diminution locale du rejet, un dédoublement ou un décrochement (13). Mais partout ailleurs on est en présence d'un versant au profil très tendu dont la fraîcheur avait déjà attiré l'attention de quelques géomorphologues. Si Henri Baulig, fidèle à ses principes, le définit toujours comme un escarpement de ligne de faille exhumé d'on ne sait quelle accumulation sédimentaire. Régine Coinçon-Simon (14) a évoqué pour le secteur de

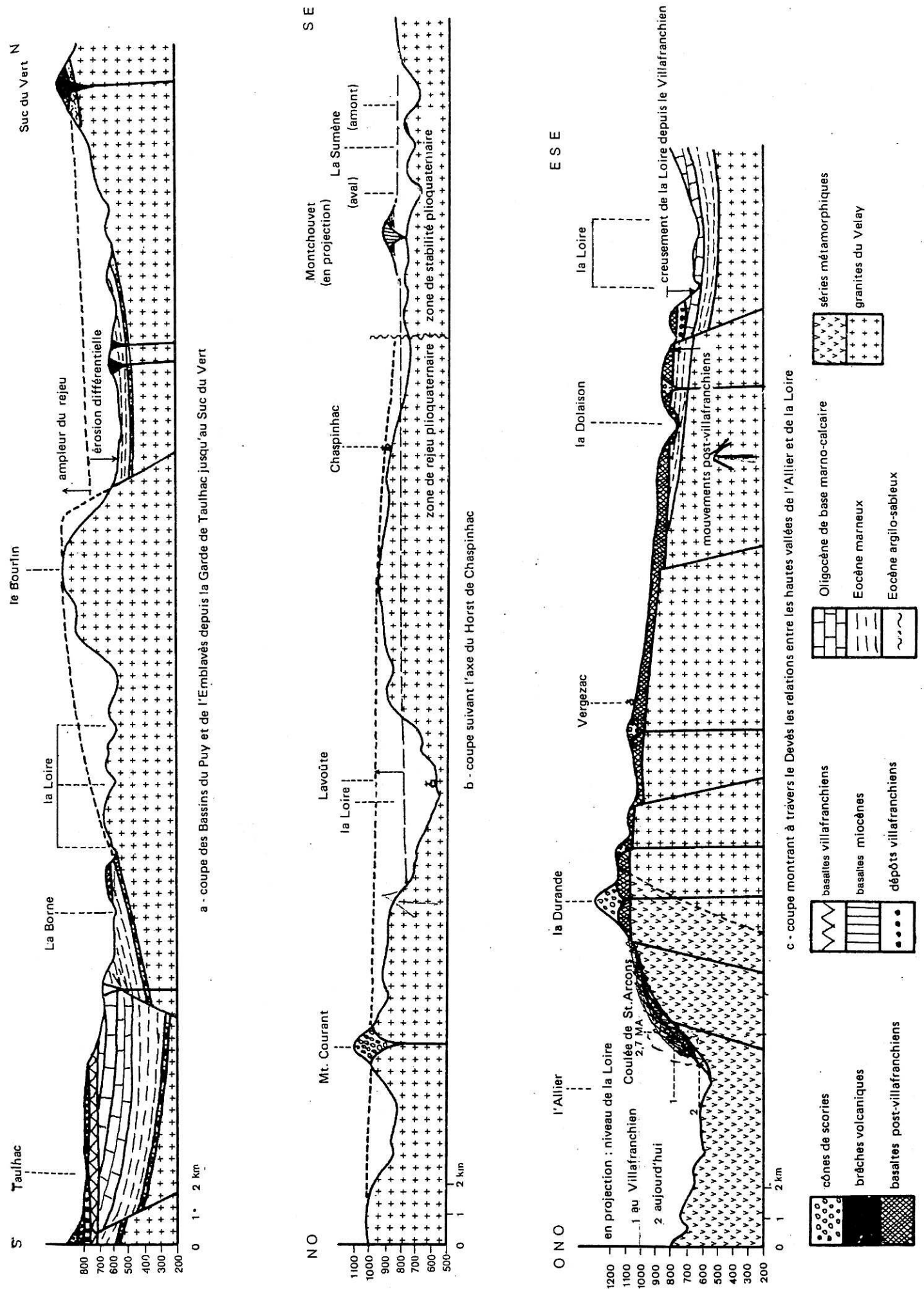


FIGURE 4 : COUPES GÉOLOGIQUES ILLUSTRANT LES MOUVEMENTS PLIOQUATÉRIAIRES DE LA RÉGION DU PUY

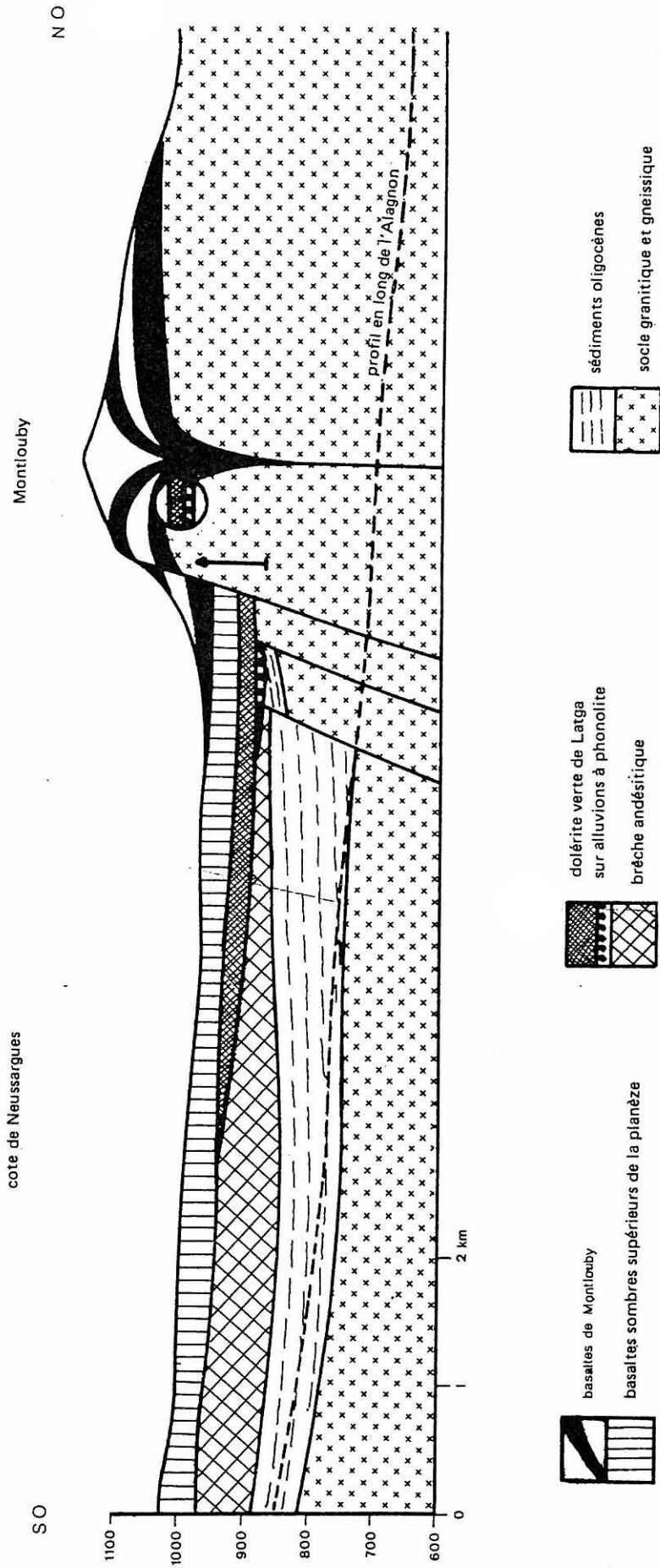


FIGURE 5 : COUPE GÉOLOGIQUE EN RIVE DROITE DE L'ALAGNON

(en partie d'après A. de GOER de HERVE)

l'éventualité de «rejeux récents». Pour moi, il ne guère de doute que les mouvements plioquaternaires en évidence à Joursac sont responsables de la surrection de l'ensemble Margeride-Cézallier. Des reliefs hérités de crises tectoniques antérieures (oligocène ou miocène) ont pu être repris, mais il serait étonnant qu'il représentent des volumes importants. C'est la leçon que l'on tire, dans le bassin de Saint-Flour par exemple, de la comparaison du style tectonique paléogène, représenté par une mosaïque d'accidents de faible rejet qui limitent les sédiments tertiaires, et du style tectonique plioquaternaire, créateur du grand escarpement occidental de la Margeride et ayant donné au fossé ses véritables dimensions. Nulle part à l'intérieur du Massif Central on ne mesure mieux la différence qui a existé entre le rythme des soulèvements tertiaires et le rythme plioquaternaire. Le premier s'est traduit tout au long du Paléogène par de multiples rejeux d'ampleur limitée, il a toujours été contrôlé par le système morphogénétique qui parvenait à maintenir une topographie d'ensemble assez basse en comblant les zones effondrées au fur et à mesure de la formation des horsts. Le second, en dépassant les possibilités d'une érosion sinon affaiblie au moins modifiée par les changements de la structure et du climat, a provoqué des déformations très sensibles du socle ; il a surtout engendré pour la première fois de l'histoire alpine du Massif Central une incision profonde et généralisée du réseau hydrographique. Mais il s'agit là de réflexions dépassant le simple cadre de la présente note ; pour rester dans les objectifs fixés, il nous suffira de retenir de cet exemple la confirmation des liens qui unissent la plus récente des phases tectoniques et la morphologie actuelle des bassins.

Conclusions

En utilisant dans plusieurs bassins du Massif Central un certain nombre d'observations qui appartiennent aux méthodes classiques de la géomorphologie ou de la géologie (étude détaillée du comportement du réseau hydrographique, analyse stratigraphique, recherche des déformations enregistrées par les dépôts alluviaux, datation radiochronologique des roches volcaniques), il est possible d'avancer :

1- que la plupart des bordures de ces fossés ont rejoué postérieurement au Paléogène.

2- que ces rejeux sont récents : là où on peut les dater, ils semblent remonter en grande partie au Plio-Villafranchien ; quelques indications permettent même d'envisager leur poursuite au Quaternaire.

3- que l'ampleur de cette tectonique différentielle est loin d'être négligeable : elle dépasse la centaine de mètres pour certains accidents. Elle est responsable, malgré l'exagération du phénomène par l'érosion différentielle, de la situation déprimée des bassins en regard du socle environnant.

4- que le style de ces mouvements est original : son étude ne suggère pas un effondrement des fossés par distension mais plutôt leur mise en creux relative par surrection généralisée du socle.

Ces conclusions appellent deux remarques sur l'utilisation faite de la tectonique récente ; l'une concerne son extrapolation à l'ensemble du Massif Central, l'autre, plus générale, porte sur l'accueil qui lui a été réservé jusqu'à présent dans la recherche géomorphologique.

Les déformations des bordures décrites plus

haut impliquent un lien étroit entre tectonique des fossés et tectonique des horsts. Est-il admissible que les grands horsts du Massif Central, et notamment le Forez qui n'a pas été évoqué jusqu'à présent, aient joué indépendamment des fossés ? Cela me paraît difficilement concevable ; on peut donc estimer, sans exclure l'existence d'exceptions locales à la règle, que l'essentiel de la dénivellation actuelle entre horsts et fossés est récente. Il m'appartiendra bien entendu de tenter par ailleurs la démonstration de cette hypothèse dans chaque cas.

Il est vraisemblable qu'une telle tentative, comme celle figurant dans ces pages, n'arrivera pas à convaincre tous les lecteurs. Ceci conduit directement à la remarque par laquelle je voudrais conclure :

- il y a, à l'évidence, beaucoup de difficultés à apporter des «preuves» du rôle exact joué par la tectonique dans le relief ; s'il n'en était pas ainsi le débat serait clos depuis longtemps. Mais le terme de la discussion a été finalement plus retardé par l'attitude des chercheurs que par un manque de «preuves» : le recours à la tectonique «gène» les géographes français. Plusieurs faits révèlent à mon sens ce comportement :

- cela a été, aux beaux jours, de la doctrine «fixiste», l'utilisation systématique de faux arguments dont le meilleur exemple reste pour le Massif Central l'affirmation très aventurée de l'absence de toute coulée volcanique déformée.

- c'est actuellement l'état d'esprit de beaucoup de géomorphologues qui, sans revenir à un fixisme désuet, tendent à minimiser le mobilisme en prônant l'intervention de l'érosion différentielle. Leur démarche est paradoxale : à partir de l'absence locale de preuve de mouvements du sol, ils rejettent l'hypothèse tectonique, trop simpliste à leurs yeux, au profit d'un chéma basé sur une activité de l'érosion dont la démonstration est en général encore plus problématique.

- c'est enfin une certaine maladresse des «mobilistes» eux-mêmes : les géographes n'ont peut être pas suffisamment cherché à étudier dans le détail les différentes manifestations de la tectonique : leur expression morphologique est sans doute beaucoup plus compliquée qu'on ne l'a cru pendant longtemps. L'analyse du rôle qu'elles jouent dans le relief pourrait bien réserver des surprises.

A. LE GRIEL

(1) Un choix étant à opérer entre les exemples, j'ai délibérément opté pour une présentation de régions sur lesquelles les géomorphologues ont peu (ou pas) travaillé jusqu'à présent. C'est en particulier volontairement qu'il ne sera pas question ici des bordures de la Grande Limagne, le plus connu de tous les fossés du Massif Central, bien qu'un certain nombre de faits démontrent à mon avis sans contester l'existence locale de dénivellations tectoniques récentes.

(2) LESVIGNES (A) 1981. Le bassin de Montluçon, étude géomorphologique. Thèse de troisième cycle, Université Lyon II, 261 p., 41 ph., 53 fig., 1 cr. h.t.

(3) L'épaisseur de la sédimentation du Roannais est mal connue mais elle se chiffre certainement en centaines de mètres.

(4) LE GRIEL (A) et MEON-VILAIN (H) 1981. Remarques sur la détermination par l'analyse sporo-pollinique de l'âge des sables et argiles du Bourbonnais. Bull. n.9 du Lab. Rhodanien de Géomorphologie, p. 63 à 68, 2 fig., 1 tabl.