Les massifs du Forez, du Pilat et du Vivarais: régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline

Bernard Etlicher

▶ **To cite this version:**

Bernard Etlicher. Les massifs du Forez, du Pilat et du Vivarais: régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline. Presses d' l'Université de Saint Etienne, pp.687, 1986, Etudes foréziennes. ujm-00373634

HAL Id: ujm-00373634
https://ujm.hal.science/ujm-00373634

Submitted on 6 Apr 2009

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.

UNIVERSITE DE SAINT- ETIENNE

Bernard ETLICHER
Agrégé de l'Université
Docteur ès Lettres

LES MASSIFS DU FOREZ, DU PILAT ET DU VIVARAIS

régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline

CENTRE D'ETUDES FOREZIENNES
1986

Cet ouvrage reprend l'essentiel du texte d'une thèse de doctorat d'état de géographie soutenue le 6 Février 1985 à l'Université de Lyon II devant un jury composé de MM:

DERRUAU M. Président
PELLETIER J. Rapporteur
GODARD A. Examinateur
LEGROS J.P. Examinateur
SANLAVILLE P. Examinateur
SOUTADE G. Examinateur.

AVANT-PROPOS

Au moment où la dernière de ces pages est noircie, résumant un travail de plus d'une dizaine d'années sur le terrain, au laboratoire, ou plus simplement à la table de travail, pour assembler de diverses manières toutes les pièces de ce puzzle gigantesque, il m'est agréable d'exprimer ma gratitude à tous ceux qui, d'une manière ou d'une autre, mais toujours avec gentillesse et empressement m'ont accordé leur aide et leur appui. Je leur demande de m'excuser de ne pouvoir les citer tous ici. Je voudrais seulement exprimer tout particulièrement ma reconnaissance à Monsieur J. PELLETIER qui m'a initié à la géomorphologie puis a accepté la direction de ce travail. Auprès de lui, j'ai toujours trouvé encouragements et conseils à suivre la voie que je m'étais fixée; je lui dois aussi de m'avoir largement ouvert les portes du laboratoire rhodanien de géomorphologie et de ses équipements. Je voudrais aussi remercier particulièrement monsieur A. GODARD de m'avoir fait bénéficier de ses remarques pertinentes devant les coupes du Forez notamment, et plus généralement, de m'avoir fait bénéficier de son immense expérience à chacune de mes sollicitations; je lui dois également de m'avoir invité aux réunions et sorties de l'équipe de chercheurs sur les socles qu'il a animée au sein du C.N.G. pendant de longues années et de m'avoir permis de conduire en Forez et en Pilat l'excursion annuelle de 1980. Ma reconnaissance va également à MM A. JOURNAUX et L. FAUGERES, directeurs successifs du laboratoire de géomorphologie du C.N.R.S. à Caen qui m'ont permis d'y effectuer expérimentations et analyses ainsi qu'à J. BETHEMONT, directeur de l'U.A. 260, sans le soutien financier duquel beaucoup de résultats n'auraient pu être acquis: je lui sais gré d'avoir toujours soutenu ma recherche.

Je voudrais encore manifester ici mon amitié à mes collègues et d'abord à J.P. LAUTRIDOU avec lequel ont été définis les protocoles de gel expérimental, et à lui rappeler les nombreuses discussions des résultats de ces essais et celles qui nous attendent à l'avenir, mais aussi à B. LANOE qui m'a fait entrevoir tout l'intérêt de l'analyse micromorphologique dans l'étude de la dynamique des formations superficielles en milieu froid: je lui suis redevable de beaucoup d'interprétations tant sur le terrain lors d'une tournée commune que sur l'oculaire du microscope.

Mon amitié va aussi à B. VALADAS et P. MANDIER, à toute l'équipe de la commission du périglaciaire animée successivement par R. RAYNAL et G. SOUTADE à qui il me plaît de rappeler les fructueuses discussions que nous avons eues sur le terrain lors de nos réunions régulières: j'y ai beaucoup appris. Elle va enfin à R. ETIENNE qui a obligeamment accepté de s'intéresser à un thème éloigné de

ses préoccupations et d'examiner quelques lames.

Je voudrais, pour finir, exprimer tous mes remerciements à tous ceux qui, d'une manière ou d'une autre, m'ont aidé dans la réalisation de cette recherche et dans sa mise en forme. Ces remerciements vont d'abord à R. PETIOT, avec lequel j'ai partagé de nombreuses heures à mettre au point les protocoles et discuter les résultats des expérimentations lyonnaises ou, plus simplement, à "bricoler" un appareil défaillant: je ne saurais mesurer tout ce que ce travail lui doit, mais je sais qu'une amitié est née. Ils vont à toute l'équipe des ingénieurs et techniciens du centre de géomorphologie du C.N.R.S. à Caen qui ont eu et ont toujours la responsabilité d'assurer le suivi des expériences de gel d'arènes et d'en dépouiller les résultats, et plus particulièrement à M. LEVANT, M.N. LE COUSTUMER et Y.DELEHAYE. Ils vont également à B. DUPUIS dessinateur cartographe à l'Université de Saint Etienne pour la conception et le dessin des cartes hors-textes et à A. PONSONNET dessinateur à l'Université de Saint Etienne qui a mis au net la quasi-totalité des autres croquis.

Je ne saurais enfin oublier l'aide que m'ont apportée les étudiants de l'Université qui ont toujours répondu à mes appels pour m'accompagner lors de tournées requérant de la main d'oeuvre et dont les observations lors des stages et travaux de terrain m'ont toujours été utiles.

A tous, je dédie ce travail,

Saint Etienne, le 14 Octobre 1984.

INTRODUCTION

L'étude de la dynamique et de la régionalisation des héritages glaciaires et périglaciaires dans le Centre - Est du Massif Central ne peut être conduite que dans un cadre régional qu'il faut définir et justifier.

Dans les régions de socle cristallin, deux thèmes d'étude ont été abordés dans la recherche géomorphologique française dans les années récentes. Ces deux thèmes sont complémentaires: le premier vise à expliquer l'origine des volumes montagneux et leur position par rapport aux plaines environnantes. Très tôt privilégiée dans le Massif Central, notamment par les travaux de A. BRIQUET (1910) et P. GLANGEAUD (1906), cette génération de travaux trouve son couronnement dans l'oeuvre de A. BAULIG (1928). Les progrès de nos connaissances sur la structure du socle, sur la sédimentation des bassins permettent de renouveler ce thème. La part de la tectonique et de l'érosion différentielle dans la mise en place du relief est l'alternative dominante de cette direction de recherche suivie par de nombreux auteurs dans leurs travaux récents, notamment J.C. FLAGEOLLLET (1976) en Limousin, B. COQUE (1978) en Margeride, A. WINCKELL (1972) et R. LACOTTE (1962) en Limousin également, R. ETIENNE (1970 et 1978) et A. LE GRIEL (travail en cours), sur l'ensemble de la région.

Le second thème d'étude vise à comprendre les détails du modelé et les modalités du développement des formations superficielles. Développé plus tardivement à la suite des travaux précurseurs de J. BEAUJEU GARNIER (1952 et 1953), il fut amplement défriché par un grand nombre de chercheurs. Ces deux directions de recherche se différencient vigoureusement par beaucoup d'aspects même si elles ne sont pasd étrangères l'une à l'autre et s'éclairent mutuellement.

Elles s'opposent par l'échelle du cadre de recherche d'abord: la première

suppose une étude régionale de la taille du pays comme les titres des travaux sur le Morvan (J. BEAUJEU GARNIER, 1951), la Margeride (R. COINCON, 1976 et B. COQUE, 1978) ou le Forez (R. ETIENNE, 1970) le suggèrent. Toute synthèse générale ne peut être menée qu'à l'échelle du Massif Central tout entier.

La seconde direction de recherche suppose un travail à l'échelle locale qui prend sa signification grâce à la représentativité de secteurs-clés judicieusement choisis.

La première direction de recherche conduit à une unité de lieu sous la forme d'un espace régional unique: les relations étroites, complexes, entre les zones effondrées qui reçoivent les débris et les zones plus élevées qui sont dénudées exigent, pour être comprises, une étude conjointe des montagnes et des bassins environnants. Dès lors, le cadre régional devient vite le moyen privilégié de compréhension des problèmes; qu'il soit un massif entouré par ses piémonts ou un axe hydrographique, les recherches récentes n'échappent pas à ce cadre, que le titre du travail l'indique explicitement ou qu'il soit sous- entendu.

La seconde direction de recherche conduit inéluctablement, en revanche, à une dissociation d'espaces-types à des dizaines, voire des centaines de kilomètres de distance. Le cadre spatial retenu est alors choisi en fonction du thème étudié mais, dans tous les cas, l'espace de référence est discontinu. Son choix est guidé par des considérations thématiques et le problème de son unité, de ses limites, est sans grand intérêt. Les secteurs-types sont retenus pour leur représentativité.

Ces deux orientations s'opposent aussi par les méthodes: la première conduit à une recherche sur la structure du socle, qu'il soit cristallin ou métamorphique, ainsi que sur l'histoire structurale du Massif Central. La seconde aborde davantage les problèmes de dynamique des arènes et des formations superficielles.

Elles s'opposent enfin par l'échelle chronologique; la première fait la part belle à l'histoire tertiaire,et remonte parfois à des époques plus anciennes; les prolongements jusqu'à un Quaternaire plus ou moins récent apportent des nuances et des retouches qui ne remettent pas en cause de manière fondamentale les acquis précédents sauf pour quelques chercheurs. Le cadre chronologique est vaste. La seconde tend à montrer la suprématie des héritages froids quaternaires qu'ils soient glaciaires ou périglaciaires.

Ce travail se place délibérément dans la seconde orientation. Si l'étude de l'héritage tertiaire n'est pas sous-estimé,il n'en constitue pas le thème retenu.

Seuls, les aspects susceptibles d'aider à la compréhension des héritages froids sont étudiés ici.

La justification de cette orientation ne doit pas être recherchée dans la possibilité debâtir de vastes synthèses que le sujet ne permet guère. Plus modestement, il vise à mieux comprendre la logique de la répartition des modelés et des formations superficielles. En apportant des éléments de réponse sur ce sujet, ce travail participe à la compréhension des paysages , ce qui est le but du géographe. Mais il fournit également un guide à tout travail cartographique et a l'ambition d'éclairer la logique de la répartition des sols, de la végétation et, -pourquoi pas- des activités humaines agricoles.

Ces applications possibles justifient à elles seules cette recherche même si elles n'en constituent pas l'objet premier. Des orientations seront présentées mais cette voie reste à explorer dans le cadre d'un travail pluridisciplinaire. Il fournit une base logique à toute tentative de cartographie des formations superficielles qui sera, à terme, indispensable pour les futurs travaux d'aménagement.

LE CHOIX DU THEME ET LE CHOIX DU CADRE.

Tout autant que le thème de recherche, le choix du cadre géographique mérite quelques justifications. Deux aspects caractérisent ce travail: d'une part, le thème a été volontairement restreint aux héritages froids: cette restriction a sa logique dans la mesure où l'héritage froid conditionne le modelé dans d'écrasantes proportions. Les retouches quaternaires, pour reprendre une expression usuelle, sont plus que des retouches: elles constituent l'essentiel du façonnement des versants. Aussi ce thème a t-il retenu l'attention en raison de son rôle morphogénétique déterminant. En revanche, le cadre géographique de l'étude se prête fort mal à l'étude des héritages plus anciens.

Ce cadre thématique volontairement restreint se double d'un cadre spatial qui l'est tout autant. Il est constitué d'aires disjointes par la nature même des phénomènes étudiés. Les héritages liés au froid font sentir leurs effets surtout en altitude: l'aire est constituée d'une succession de massifs d'élévation moyenne échelonnés le long de la Loire supérieure, des Bois Noirs au Nord, aux plateaux du Velay au Sud, du sillon houiller de Saint Etienne au Vivarais occidental.

Pour comprendre ce choix, il faut replacer ce travail dans le cadre des

études réalisées dans le Massif Central. Le thème retenu n'est pas neuf; l'équipe du Laboratoire de géographie physique en a fait un de ses thèmes prioritaires. Outre de nombreux travaux de moindre envergure, deux thèses d' Etat viennent d'être consacrées à des recherches semblables, l'une sur le modelé glaciaire (Y. VEYRET,1981) l'autre sur le modelé périglaciaire (B. VALADAS, 1984).

Ces deux thèses se sont données un cadre géographique assez large, l'ensemble du Massif Central, même si une étude plus fouillée est réalisée sur certains secteurs: l'Auvergne et le Cantal pour la première, une diagonale du Limousin aux Cévennes pour la seconde.

Venant ensuite, ce travail doit comporter un cadre plus restreint, dans un milieu plus homogène par la structure et la pétrographie afin que les investigations puissent être menées avec le degré de minutie requis. Dès lors, les limites régionales s'expliquent: la pétrographie et la position régionale les ont imposées.

La pétrographie, car au contraire d'une diagonale regroupant des milieux volcaniques cristallins et métamorphiques, ce travail est exclusivement limité aux terrains cristallins et aux termes ultimes des séries métamorphiques. Aussi, les limites choisies coïncidentelles avec les terrains sédimentaires au Nord, les entablements volcaniques au Sud. En revanche, dans cette palette de roches granitoïdes, une certaine variété a été recherchée, les plutons alcalins, la série calco-alcaline du Velay comme les séries acides gneisso-leptyniques. Dans cette perspective, les massifs de micaschistes ont été écartés. Les nuances de comportement des diverses roches ont été d'autant mieux mises en lumière que les autres facteurs ont été éliminés.

L'extension géographique doit être plus limitée car il convient que les nuances climatiques soient suffisamment réduites pour permettre les comparaisons de massif à massif. Le choix du Centre-Est du Massif Central s'imposait dans la mesure où il apparaissait marginal dans les travaux précédents et où sa position en Europe devait permettre de mesurer le sens des nuances océaniques dans sa partie Nord-Ouest (Forez), continentales dans sa partie orientale (Pilat) et méditerranéenne au Sud-Est (Vivarais) grâce à une position de carrefour d'influences qui se vérifie actuellement comme dans le passé.

En revanche,il n'a pas semblé souhaitable de dissocier les héritages glaciaires et périglaciaires dans ce cadre: les phénomènes glaciaires sont ici trop

marginaux, la frontière entre le glaciaire et le périglaciaire trop ténue, trop difficile à fixer précisément parfois, et les rapports du glaciaire et du périglaciaire si instructifs qu'une étude globale de tous les héritages froids s'imposait.

Il apparaît donc que le choix du thème a imposé le choix du cadre régional et non l'inverse. Ce dernier, discontinu, puisque limité aux sommets des massifs concernés, ne peut trouver d'autre justification. En particulier, l'étude des piémonts et des bassins au pied des massifs ne s'imposait pas dans la mesure où, contrairement à l'évolution pendant le Tertiaire, les bassins ont exceptionnellement joué le rôle de réceptacle pour les dépôts corrélatifs de la morphogénèse froide. Seuls quelques cônes de piémont et nappes alluviales participent à la compréhension de l'évolution morphologique quaternaire froide.

L'APPROCHE METHODOLOGIQUE.

Un travail sur un cadre géographiquement restreint, sur un thème limité, ne peut être défendu que si l'approche méthodologique offre un renouvellement de la question. Ce renouvellement résulte du caractère systématique de la prospection, et de la réflexion sur la répartition des assemblages des formes. Il résulte également de l'utilisation des techniques de laboratoire et de la confrontation en un aller et retour permanent, de l'enseignement du terrain et de l'expérimentation. Cette utilisation des techniques de laboratoire vise à cerner des problèmes qui sont considérés comme fondamentaux et dont l'intérêt dépasse largement le cadre géographique défini. Cet appel aux techniques de laboratoire a été d'autant plus profitable que, sur le terrain, les paramètres en jeu ont été cernés avec précision et réduits grâce aux choix précédemment évoqués.

Pour apporter des éléments nouveaux, il n'est pas possible de se contenter de décrire des exemples de modelés de versant, aussi judicieusement choisis soient-ils. L'intérêt du thème et du cadre géographique est précisément de permettre l'étude exhaustive (1) des formes élémentaires de versant. Ensuite, au-delà de ce travail à l'échelle du versant, il est possible, toujours par des relevés systématiques, de définir et localiser les associations de formes. On passe ainsi de l'échelle du versant où sont définies les associations de formes qui se relaient de haut en bas et entretiennent des relations complexes, à l'échelle du massif montagneux où l'étude

---

(1) Cf cartes hors-texte résumant l'essentiel des observations.

porte sur la signification des variations de ces associations.

Si le premier travail à l'échelle du versant est classique, l'étude systématique des variations d'assiociations de formes a été plus rarement menée, tout comme la recherche de leur signification. Là pourtant réside l'apport essentiel de la méthode car, plus surement que l'étude des formes, la définition du milieu morphoclimatique lors des crises froides ne peut être cernée que par la compréhension de l'organisation des associations de modelés.

Cette notion d'associations de formes est donc un concept particulièrement important qui mérite quelques précisions.

L'examen des relevés cartographiques a révélé le caractère répétitif des formes d'origine froide. C'est pour cette raison d'ailleurs que beaucoup d'études se limitent à la description d'exemples significatifs. L'examen cartographique révèle que dans un espace donné, les diverses formes se présentent avec une fréquence à peu près constante. Il est ainsi possible de définir des espaces homogènes caractérisés par un assemblage de formes suivant des fréquences constantes.

Cette méthode permet de poser de nouveaux problèmes et de s'interroger sur toute variation de fréquence de telle ou telle forme, toute apparition ou disparition d'association de forme.

A ce changement d'échelle correspond un degré nouveau d'intérêt: les reconstitutions paléoclimatiques à partir de quelques formes sont peu précises et aléatoires; à partir des assemblages de formes, cette recherche est plus fructueuse. Mieux, la signification peu claire de certaines formes, ou discutée selon les auteurs, peut être précisée par l'identification de l'assemblage dans lequel elle s'insère. Il n'y a pas une relation simple de la forme à l'assemblage: en retour, la connaissance de l'assemblage permet de préciser le milieu dynamique de l'élaboration de la forme.

Tout naturellement, cette étude des associations de formes débouche sur un modèle d'étagement des modelés de type paléoclimatique. La validité de ce modèle est testée par comparaison avec d'autres massifs européens, mais surtout avec les reconstitutions paléoclimatiques et paléodynamiques proposées par les climatologues, les palynologues et quaternaristes à partour de sources multiples: palynologie, paléofaunes, mesures isotopiques des carottes marines, préhistoire... La bonne concordance du modèle proposé avec ceux qui sont admis dans les régions limitrophes autorise à accorder quelque crédit à la méthode: dans les régions de socle, où l'absence de faunes, la rareté des flores ne permet bien souvent que des hypothèses, elle permet d'apporter des précisions nouvelles.

Dans ce type de réflexion, le danger est grand d'imputer à des causes générales des variations qui sont le fait de conditions locales, pétrographie, héritage des altérations et de la topographie.

PREMIERE PARTIE
LA STRUCTURE ET L'HERITAGE PREQUATERNAIRE.

Chapitre 1
Les données structurales.

Le massif du Forez et le massif du Pilat s'opposent par leur structure: alors que le premier apparaît homogène, le second est beaucoup plus complexe. Le premier est, pour l'essentiel, constitué du substrat granitoïde: les couvertures métamorphiques y ont disparu ou sont peu étendues et toujours sombres; le second comporte de grandes couvertures métamorphiques sombres ou claires.

La connaissance de ces massifs est inégale: en Forez, les travaux furent menés par l'équipe clermontoise: ils sont relativement récents mais depuis une dizaine d'années, les grandes lignes de la pétrographie et de la structure sont connues. Dans les massifs orientaux, les premiers travaux sont beaucoup plus anciens. Mais il faut préciser que leurs conclusions ont été discutées pendant de longues années. Ce n'est que très récemment, à la suite de M. CHENEVOY, qu'une nouvelle approche de la structure du massif a été développée. Encore, les travaux de reconnaissance de l'école lyonnaise sont-ils plus morcelés qu'en Forez, et certains secteurs ne sont qu'imparfaitement cartographiés.

Une plus grande complexité de la structure et une connaissance imprécise du massif rendent l'interprétation plus délicate dans le Pilat.

1. LE FOREZ A DOMINANTE GRANITIQUE

La disposition générale du massif est celle d'un horst dissymétrique à forte pente vers l'Ouest au-dessus du seuil cristallin d'Olliergues, à faible pente vers l'Est, au-dessus du bassin tertiaire forézien. Orienté Nord Nord-Ouest Sud Sud-Est, il se révèle plus complexe qu'une première approche ne le laisserait supposer.

L'étude structurale et pétrographique du massif a été menée par B. CLAVAUD et G. RATSIMBA (1972) sur le versant oriental, G. RANCHIN (1963) au Nord, G. BEAUFILS (1966) sur le versant occidental, A. GOURGAUD (1973) au Sud, C. BOYER GUILHAUMAUD (1962) au Sud Ouest et, plus récemment, B. BARBARIN (1983) au Nord.

1.1. LES ENSEMBLES PETROGRAPHIQUES.

1.1.1. L'essentiel du horst est constitué de granite d'anatexie.

Ce granite d'anatexie est assez hétérogène mais il affleure dans la partie méridionale du Forez, depuis le plateau de la Richarde jusqu'aux limites sud du massif.

Il s'agit d'un granite autochtone qui passe progressivement sur ses marges aux migmatites gneissiques, en particulier sur le versant oriental le long d'une ligne de Saint Georges-en Couzan à Chatelneuf, Quérézieux, Drutel, Lavieu. Ce granite comporte deux faciès bien distincts:

- un faciès de granite à biotite qui a la composition d'un granite monzonitique (Tabl.1.1.). Il est caractérisé par une taille de grain assez constante pour chacune des espèces minérales et par la présence de tablettes d'orthoses carrées. L'allure nettement automorphe des plagioclases et la disposition des quartz qui se moulent sur les autres minéraux et s'insinuent entre les orthoses constituent en outre, sur les lames, un bon critère de diagnostic.

Les analyses modales donnent des valeurs assez constantes: le quartz oscille entre 32 et 36 %, l'orthose entre 19 et 25 %, les plagioclases de 33 à 35 % et les biotites de 11 à 13. Il s'agit donc d'une roche assez sombre comme l'indique l'indice de coloration. (COL= 15).

Cette homogénéïté assez grande révélée par l'analyse entre quelque peu en contradiction avec l'expérience de terrain. A cette échelle en effet, l'impression dominante est celle d'une grande hétérogénéïté. Elle résulte de l'abondance des filons et des enclaves. Les filons sont de trois sortes: filons d'aplite de même composition que le granite, filons de quartz très nombreux à mesure que l'on s'approche du toit de l'anatexie et des migmatites qui flanquent le granite à l'Est, filons de leucogranite tardif issus du massif de Roche-en Forez- Les Mûres à mesure que l'on s'approche de ce dernier.

- un faciès de granite à cordiérite affleure en demi- ellipse au coeur du précédent. Il a une composition très voisine et s'en distingue seulement par la présence de nodules de cordiérite de grande taille, entourés d'auréoles leucocrates. (Echantillons 2b et 3b du tabl. 1.1.). Très étendu au Sud du Forez, il ne diffère du faciès précédent ni par la taille du grain, ni par l'hétérogénéïté. Il représente une lignée claire fort voisine cependant par le chimisme (Tabl.1.2.).

Le granite d'anatexie du Forez présente donc les deux faciès les plus caractéristiques du massif du Velay et on y retrouve les caractères décrits par J.DIDIER (1964): très grande richesse en enclaves schisteuses et surmicacées, multiples passées leucocrates.

Le granite d'anatexie du Forez apparaît donc comme un massif homogène sur de grandes étendues où il n'est pas possible de différencier des ensembles minéralogiques et structuraux permettant le développement de formes d'érosion différentielle de grande ampleur, mais aussi un massif suffisamment hétérogène dans le détail, à la fois par la variation de la taille du grain et les défauts d'homogénéïsation du magma, permettant le développement de formes d'érosion différentielle à l'échelle locale, métrique ou décamétrique.

1.1.2. Les granites à deux micas et grains grossiers.

Ces granites affleurent au Nord et à l'Ouest du granite d'anatexie en arc de cercle. (Fig.1.1) Il s'agit de formations qui ont été désignées sous des noms variés par les auteurs successifs.(1)

---

(1) Le granite de Chalmazel de B.CLAVAUD et G. RATSIMBA (1972), le granite d'anatexie fondamental de G. RANCHIN (1963), le granite grossier de G. BEAUFILS (1966).

Contrairement au granite d'anatexie, ces granites affleurent en massifs circonscrits. Leur parenté est établie par leurs caractères minéralogiques et structuraux. Le massif le plus étendu est celui de Chalmazel: il s'étend du signal de Morière au massif de Pierre-sur-Haute et déborde largement sur le versant occidental dans les vallées du Vertolaye et de la Géryze. La région du col de Chanserre présente une variante à grain plus fin de ce faciès.

Ces granites présentent des caractères distincts du granite d'anatexie. De type monzonitique également, leur composition est cependant plus riche en orthose, moins riche en plagioclases traduisant une composition plus alcaline.

En règle générale, ils sont orientés: il s'agit de granite syntectoniques qui passent parfois à des mylonites. Ce passage est bien visible dans le massif le plus septentrional à l'approche de la faille dite de " l'Hermitage" qui sépare l'ensemble structural granitique du Forez des Bois Noirs.

Enfin, ces granites présentent une hétérogénéïté beaucoup plus marquée que le granite d'anatexie. Les enclaves sont très abondantes surtout de roches dioritiques: la carrière de l'Eau Vive montre un granite truffé de boules dioritiques saines ou arénisées. Les affleurements d'amphibolites sont également nombreux. Cette hétérogénéïté à l'échelle moyenne est à l'origine d'un comportement assez original. Les faciès fins sont , de manière générale, plus homogènes que les faciès grossiers.

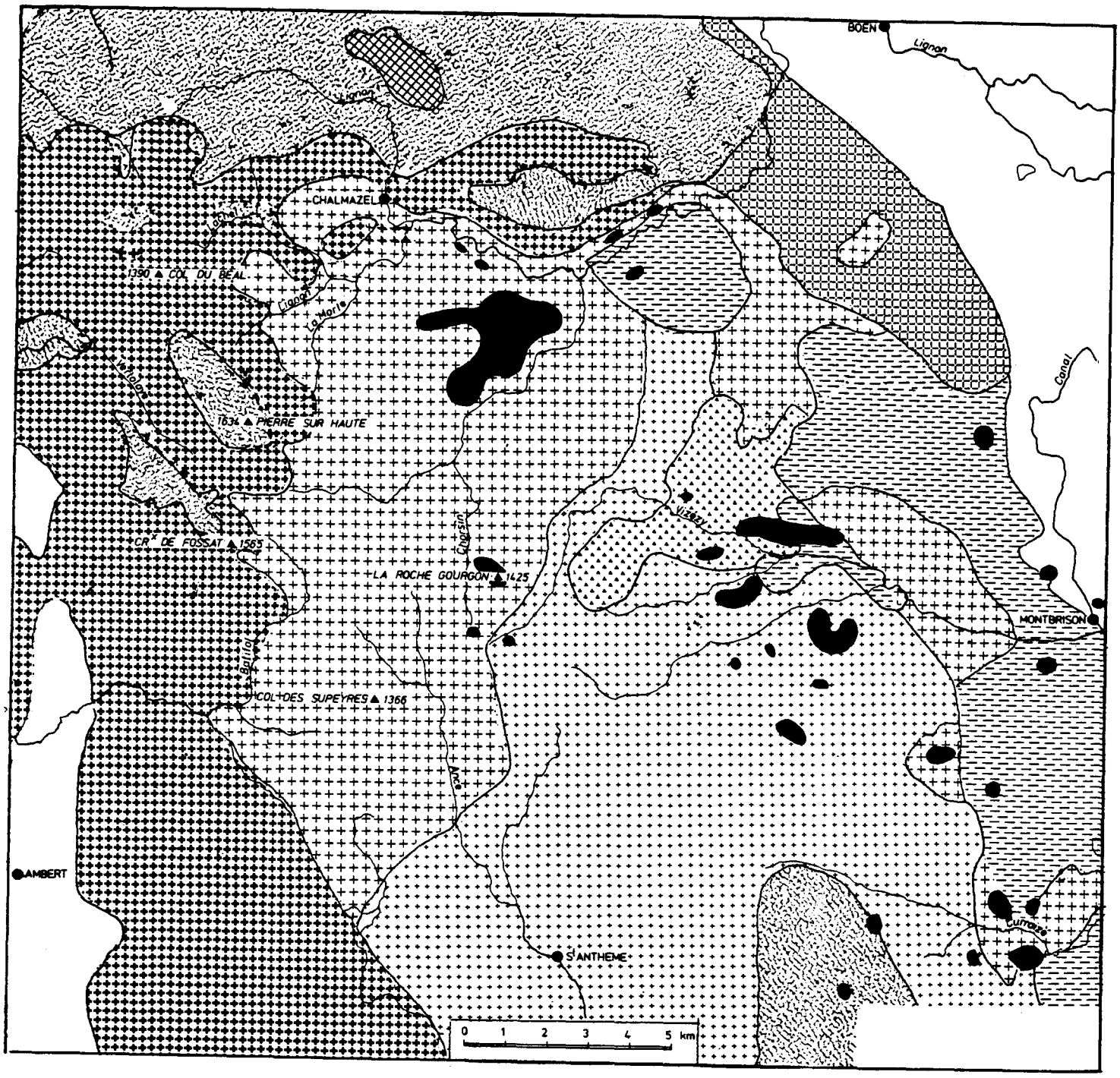
1.1.3. Les granites porphyroïdes.

Sous ce nom sont désignées des roches granitiques ou plutôt des granodiorites qui affleurent dans la zone des crêtes d'une part, où ils forment une suite de massifs méridiens et d'autre part de larges affleurements au Nord des granites de Chalmazel entre le col de la Loge et le Bois des Boules; (B.BARBARIN 1983). Les massifs occidentaux des Allebasses et de Monthiallier sont également formés de ce matériel.

C'est une roche sombre, à porphyroblastes de feldspath potassiques emballant une mésostase de plagioclases et de biotites.

L'analyse modale fait apparaître une composition où dominent les plagioclases (50 %) et où le quartz est rare (15 %). (Tabl. 1.1.) L'orientation des minéraux est toujours marquée: comme dans le cas précédent, il s'agit d'un granite syntectonique.

La composition chimique de ces granites (Tabl.1.2.) permet de les différencier nettement des précédents puisqu'ils ont une composition de diorite quartzique.



1. Laves. 2. Granite d'anatexie à cordiérite. 3. Granite d'anatexie à biotite. 4. Granite porphyroïde. 5. Granite de Chalmazel. 6. Granite du Ladret. 7. Granite de Sail. 8. Anatexites sombres. 9. Leucogranite alcalin de Roche-en Forez.

Fig. 1.1. GEOLOGIE DU FOREZ. (D'APRES CLAVAUD ET RATSIMBA, 1972)

De nombreuses enclaves sont reconnues dans ces massifs comme dans le granite de Chalmazel mais elles ne semblent pas, de la même manière, constituer un facteur de faiblesse.

Partout les granites porphyroïdes affleurent en position dominante. Seul, au Sud, un petit massif autour de Chazelles-sur-Lavieu et du Col de la Croix-de l'Homme Mort est dans une position morphologique moins dominante sur le versant oriental; il est cependant assimilé aux précédents (B. CLAVAUD et G. RATSIMBA, 1972).

1.1.4. Les migmatites.

Elles affleurent à l'Est du granite d'anatexie avec lequel elles sont liées. En position déprimée, au contact avec les sédiments de la plaine du Forez, elles s'étendent sur une bande étroite de direction méridienne. Cette bande s'interrompt au Sud, (région de la Mare) où les granites parviennent jusqu'au contact avec la plaine.

De petits massifs de migmatites apparaissent également dans la région d'Olmet sur le versant occidental. Malgré une appellation différente, migmatite d'Olmet (G. BEAUFILS, 1966) il s'agit de roches fort semblables par leur comportement morphologique.

Ces migmatites sont toujours sombres, très hétérogènes: les passées à texture granitique alternent avec les zones gneissiques.

Le plus souvent, la texture est litée; on y distingue:

- des lits leucocrates identiques au granite à biotite qui constituent le leucosome;
- des lits mélanocrates de biotite ou de gneiss sombre à plagioclases et biotites (paléosome).

Ces formations ont une dominante calcique très affirmée.

Les roches en filons qui les recoupent sont de deux ordres: des filons de granite qui révèlent la présence du dome anatectique en profondeur; des filons de leucogranites à deux micas, très abondants dans la région de Lézigneux et qui rappellent, au moins par une étude sommaire de terrain, les granites du massif de Roche-en Forez.

	QUARTZ.	FELDS.POT.	PLAGIO.	BIOTITE.	MUSCOVITE.	AUTRES.
Gr.à Biotite	32	29	24	13	-	2
Gr.à Cordiérite	27	33	24	3	1,5	11
Gr.Chalmazel	33	34	27	4	2	-
Gr.porphyroïde	16	2	51	31	-	-
Gr.à 2 micas	30	42	17	5	6	-
Diorite	2,5	-	49	24	-	21

Tab. 1.1. ANALYSES MODALES DES GRANITES DU FOREZ

TYPES	Gr. porphyroïde			Diorite		Gr. de Chalmazel		
N° Ordre	1	2	3	12	13	15	16	17
N° Analyses Année	A 5517 1971	A 5556 1971	A 1732 1980	A 3650 1982	A 3651 1982	A 5770 1971	A 5518 1971	A 1734 1980
SiO2	62.00	70.80	63.80	56.80	58.00	71.40	70.50	72.50
Al2O3	17.80	15.30	16.80	19.10	19.30	16.45	15.45	14.80
Fe2O3	2.45	1.20	1.27	1.94	1.42	0.90	0.95	0.23
FeO	2.70	1.05	2.82	3.84	4.49	0.60	0.90	0.87
MgO	4.10	1.75	2.00	3.30	3.20	1.05	2.50	0.54
CaO	3.80	1.70	3.50	6.50	4.70	1.40	2.20	1.30
Na2O	3.40	3.40	3.70	2.90	3.75	3.40	3.45	3.75
K2O	2.30	3.85	4.30	2.55	2.95	4.20	2.80	5.30
TiO2	0.70	0.65	1.00	1.40	1.15	0.35	0.50	0.35
P2O5	0.50	0.20	nd	nd	nd	0.00	0.35	nd
MnO	0.00	0.00	0.05	0.08	0.10	0.00	0.00	0.02
H2O+	0.20	0.75	0.55	0.74	0.68	0.60	0.20	0.45
H2O-	0.15	0.00	0.00	0.06	0.00	0.25	0.20	0.00
TOTAL	100.10	100.65	99.79	99.21	99.74	100.60	100.00	100.11

	Granite à biotite.		
N°*	5965	5847	5846
SiO2	68.00	70.80	69.75
Al2O3	16.45	16.20	15.95
Fe2O3	1.25	1.00	1.20
FeO	1.80	1.00	1.10
MgO	1.85	0.85	1.30
CaO	1.95	1.00	1.10
Na2O	3.40	3.35	3.20
K2O	4.20	4.25	4.60
TiO2	0.55	0.35	0.60
P2O5	0.20	0.15	0.20
MnO	tr	tr	tr
H2O+	0.70	0.80	1.05
H2O-	0.05	0.05	0.00
TOTAL	100.40	99.80	100.05

Tab. 1.2. ANALYSES CHIMIQUES DES GRANITES DU FOREZ

1.1.5. Les granites intrusifs.

Ce sont des leucogranites alcalins qui affleurent en un massif important autour de Roche-en Forez d'où leur nom. A coté de ce gisement nettement circonscrit, ils existent sous forme de multiples filons ou dykes dans le granite d'anatexie et ses migmatites.(2)

Beaucoup plus alcalin que le granite d'anatexie, (Tabl. 1.2.) ce granite clair est morphologiquement très important en raison de son comportement de roche résistante et de son mode de gisement: il permet le développement de formes d'érosion différentielle d'échelle moyenne très fréquentes.

1.1.6. Conclusion.

Deux ensembles structuraux se distinguent donc dans le Forez: l'ensemble anatectique, appendice du diapir du Velay, très hétérogène avec son cortège de migmatites d'une part, les plutons du Nord Forez d'autre part, en corps intrusifs de composition plus contrastée. Tout autant que par la seule pétrographie, les formes de relief s'expliquent par les rapports structuraux qu'entretiennent les diverses unités.

1.2. LES RELATIONS ENTRE LES GRANITES.

Le granite d'anatexie est rattaché par tous les auteurs au granite du Velay. La carte dressée par DIDIER et LAMEYRE (1971) montre que le granite forézien n'est que l'extrêmité nord occidentale du massif vellave dont il se rapproche par le mode de gisement, le chimisme, et la nature des enclaves. (Fig. 1.2.)

L'âge du granite d'anatexie du Forez, 370 à 407 m.a., donc à la limite silurо-dévonienne, concorde tout-à-fait avec cette interprétation admise d'ailleurs dès la page 3 par B.CLAVAUD et G. RATSIMBA (1972).

Ce granite d'anatexie est recouvert sur la partie orientale du dôme, la moins soulevée, par les migmatites au travers desquelles des filons trahissent la pré-

---

(2) Parfois aussi désigné sous le nom de granite des Mûres dans CLAVAUD &RATSIMBA (1972).

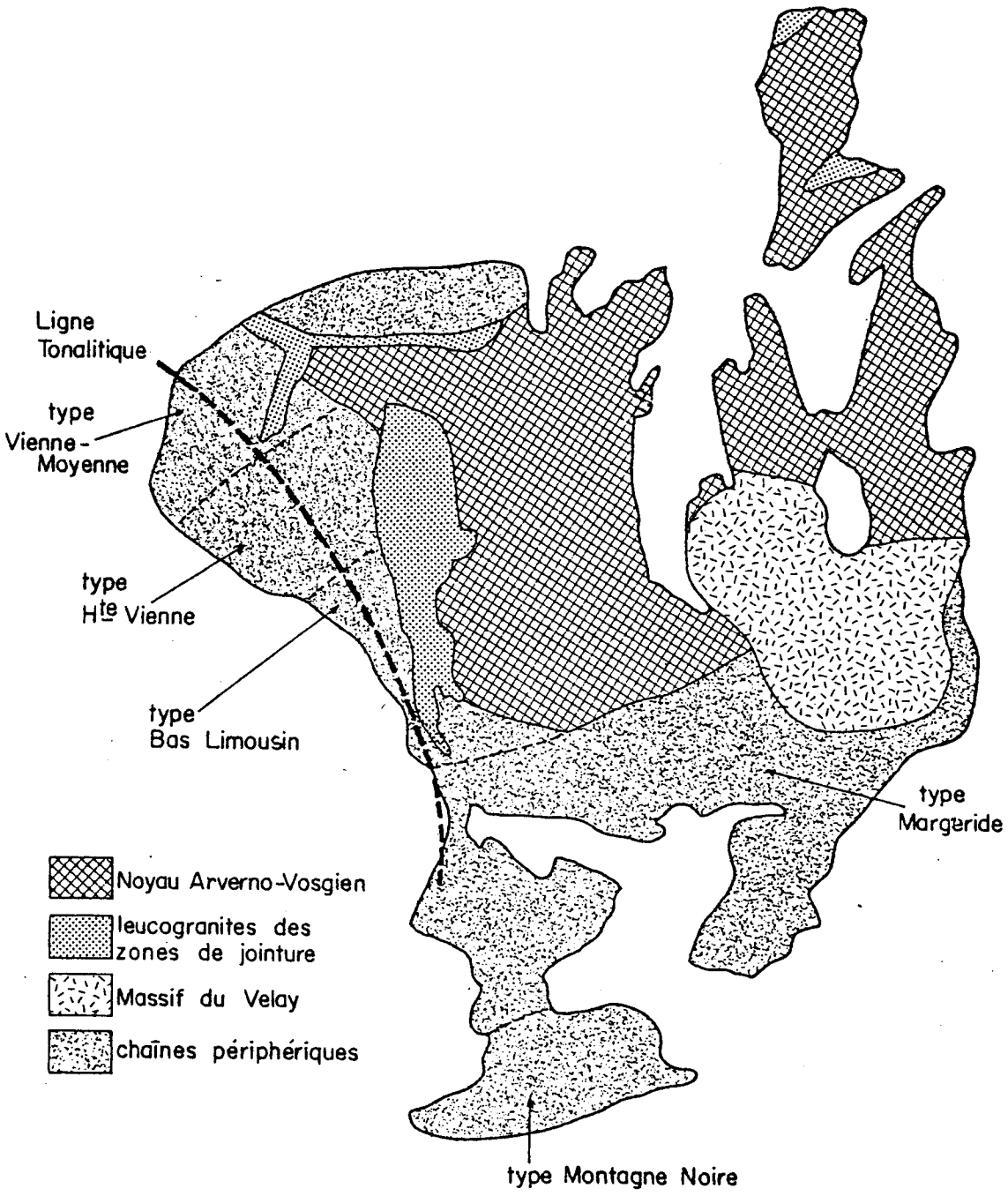


Fig. 1.2. LES FAMILLES DE REPARTITION DES ROCHES GRANITIQUES DU MASSIF CENTRAL D'APRES DIDIER ET LAMEYRE, 1971

sence du dôme de granite sous-jacent. (Fig.1.3.) Ce diapir granitique est orienté selon une direction méridienne qui est soulignée par la présence du dôme à cordiérite en son centre.

L'analyse structurale du massif confirme cette orientation: l'étude statistique détaillée des plans de diaclases et de leur direction montre clairement selon B. CLAVAUD (1972) la prédominance des directions Nord 120°.(Fig.4) C'est cette direction privilégiée qui se retrouve également dans les grandes cassures tertiaires qui affectent le massif.

Les granites porphyroïdes apparaissent comme un massif plus ancien, incomplètement digéré par le granite d'anatexie. Il se retrouve en enclaves dans ce dernier. L'étude des linéations montre en outre que les orientations de ce granite sont fondamentalement différentes du précédent: le système de contraintes lors de sa mise en place n'était pas le même et il ne peuvent donc être considérés comme contemporains. Des structures d'axe armoricain liées à la faille de l'Hermitage y apparaissent en effet; leur texture très orientée en fait des granites syntectoniques développés dans une série de gneiss gris et de leptynites associées à des diorites. L'héritage de ce vieux socle apparaît sous forme d' enclaves dans le granite porphyroïde ou parfois, dans le Nord-Forez, sous forme de substrat. Le granite de Vaux et peutêtre celui de Sail ne seraient qu'une variation latérale de faciès du granite porphyroïde liée à un héritage plus acide (abondance de leptynite).

Pour B.CLAVAUD et G. RATSIMBA (1972), le granite d'anatexie "au Nord et au Nord-Ouest, plonge sous une masse de granite porphyroïde orienté".

Selon cette conception, il n'y aurait pas juxtaposition des corps plutoniques mais superposition, le granite porphyroïde, le plus ancien, constituant les points hauts de la topographie.

"Entre les deux, à la manière d'une injection, s'insinue le granite de Chalmazel".(3) Il apparaît nettement que ce granite plonge sous le granite porphyroïde. Pour G. BEAUFILS (1966), ce granite monzonitique à deux micas "semble montrer un gisement lacoolithique: il se serait mis en place au cours de mouvements tectoniques importants au sein d'une série de migmatites qu'il recoupe avec des contacts francs vers l'Ouest et diffus vers l'Est."

Ainsi ce granite serait en position de semelle à la base du granite porphyroïde. Ce lacoolite plonge nettement vers le Nord et s'amincit progressivement

---

(3) B.CLAVAUD et G. RATSIMBA , 1972 page 167.

vers l'Est puisqu'il disparaît même à l' Est du signal de Morière. (Fig.1.1.) Au delà de Saint Georges-en Couzan, on voit même le granite porphyroïde reposer directement sur le granite d'anatexie à biotite.

Les contacts entre le granite d'anatexie et le granite de Chalmazel sont de type diffus: en une courte distance, le granite d'anatexie se charge en micas blancs et perd le caractère automorphe de ses feldspaths. En revanche, il est plus difficile de saisir, sur le terrain, les rapports entre le granite de Chalmazel et le granite porphyroïde compte-tenu de l'état des affleurements.

Ainsi, le Haut Forez central présente une structure stratoïde de trois corps plutoniques: cette perspective permet d'éclairer sous un jour nouveau l'interprétation des formes de relief d'échelle moyenne. L'appréciation de la part de la tectonique et de l'érosion différentielle dans l'élaboration du relief s'en trouve renouvelée.

2.LA BORDURE ORIENTALE A DOMINANTE METAMORPHIQUE.

2.1. LE SUBSTRAT SOMBRE.

Le substrat sombre est le terme le plus proche des roches rencontrées en Forez. Ici aussi, il s'agit d'un appendice du grand ensemble anatectique vellave. A la différence du Forez toutefois, les secteurs où affleure le substrat sont assez peu étendus. On rencontre le substrat en une zone au Sud du massif du Pilat stricto sensu, c'est-à-dire du Bessat à la vallée de la Deôme. Seul le versant occidental connait ses affleurements: sur le versant oriental, le substrat n'apparaît qu'en fenêtres localisées sous la couverture dans les grandes vallées de la Deôme et de la Cance. A l'Ouest en revanche, le substrat forme les massifs du Panère et du Chaussître au Sud de la République, du Grand Bois au Nord. Plus au Sud, les affleurements sont limités dans la région de Burdignes où la couverture métamorphique est bien conservée. Cependant, le granite à biotite est très étendu à l'affleurement dans la région de Pélussinet sur le piémont rhodanien.

2.1.1.Le granite à biotite.

Sous le nom de granite du Grand Bois, il constitue le terme ultime de l'homogénéïsation du magma. C'est un granite calco-alcalin relativement homogène à l'échelle de l'échantillon. Sa composition, comme celle du granite du Forez, est d'un granite monzonitique.(Tabl. 1.3 & 4) Il est toutefois moins riche en enclaves

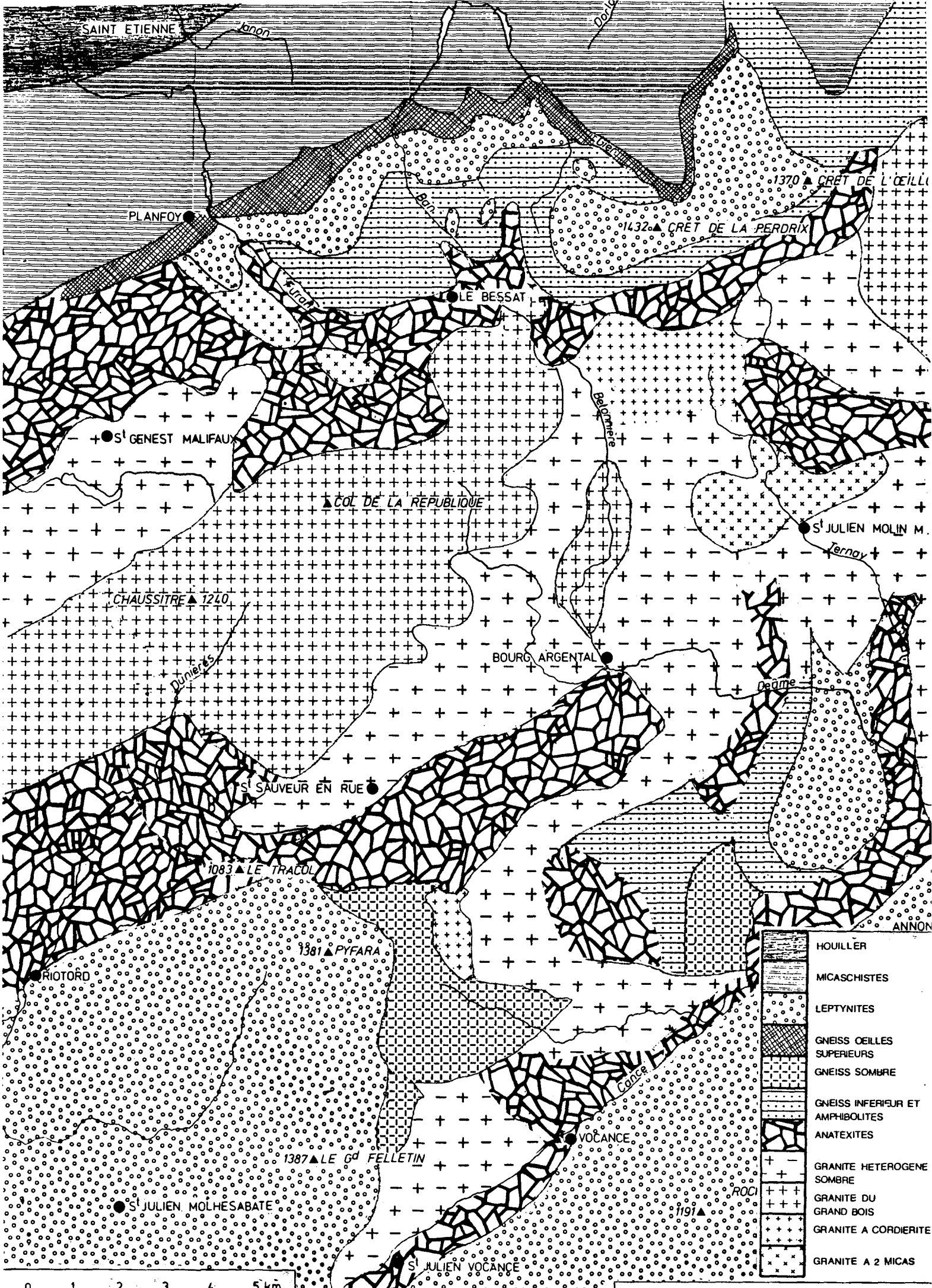


Fig. 1.5. GEOLOGIE DU PILAT

que le granite du Forez.

Une variante de ce granite à cordiérite existe dans les parties méridionales des massifs orientaux de même qu'une variante légèrement porphyroïde. La variante à cordiérite est tout-à-fait comparable au granite à cordiérite du Forez: la composition modale donnée par L.PITTION (1971) est l'exacte réplique de celle donnée par le Forez. (Tabl. 1.3.)

L'extension réduite des affleurements ne donne pas à cette variante un intérêt aussi grand qu'en Forez au moins dans une perspective géomorphologique.

FACIES	QUARTZ	F. POTAS.	F PLAGIO .	BIOTITE	MUSCOVITE	AUTRES °
Granite à biotite	30	27	28	10	+	+
Granite à cordiérite	30	21	25	3	+	20
Gr.Hétéro. sombre	21 à 29	16 à 25	28 à 35	13 à 21	-	+
Anatexites sombres	19	15	10	20		27
Granite à 2 micas	35	22	28	6	7	-
Gneiss leptyniques	36 à 43	25 à32	21 à 28	2	-	++
Anatexites claires	36 à 41	29 à 33	25 à 27	1	-	+
Gneiss à amphiboles	30	3 à 20	25	20 à 30	1	0 à 15
Granite de Vanosc	31	29	32	6	0,5	1,5

° essentiellement cordiérite, et grenat pour le granite de Vanosc.

Tab. 1.3. ANALYSES MODALES DES GRANITES ET GNEISS DU PILAT ET DU VIVARAIS

2.1.2. Le granite hétérogène sombre.

Il s'agit, sous cette dénomination de L. PITTION (1971), d'une roche qui n'apas son équivalent en Forez. Elle représente un terme moins homogène que le granite du Grand Bois. Son extension est surtout large sur le versant oriental du Pilat, dans la région au Nord de Bourg Argental et dans les vallées de la Deôme et de la Cance.

Comme son nom le suggère, ce granite est particulièrement hétérogène, même à l'échelle de l'échantillon, et à fortiori à l'échelle d'une coupe. Il est grossier et riche en biotite qui peut atteindre 21 % sur certaines analyses modales. La cordiérite peut être présente en petite quantité (3 %) mais d'assez grandes variations

	SUBSTRAT SOMBRE				COUVERTURE CLAIRE				
	Gr.à biotite	Gr.à cordiérite	Gr. hétérog. sombre	anatexite sombre	Gr. à deux micas	Gneiss lepty.	Anatexite claire	Gneiss à amphiboles	Gr.de Vanosc
SiO_2	66,8	66,27	68,77	69,8	72	73,6	76,88	68,74	72,22
Al_2O_3	16,35	16,74	16,20	14,5	14,75	13,9	12,44	14,7	15,41
Fe_2O_3	0,6	1,16	0,34	1,05	1,05	0,5	0,73	0,88	0,31
FeO	3,5	3,81	1,84	3,87	0,7	1,3	0,93	3,24	1,01
MnO	0,05	0,11	0,05	0,08	0,1	-	0,07	0,06	0,06
MgO	1,1	0,64	1,08	1,73	0,1	0,4	0,22	1,75	0,2
CaO	1,6	0,87	2,2	0,66	0,7	0,6	0,64	1,87	1,06
Na_2O	3,35	2,68	3,94	1,9	3,55	3,30	2,82	3,98	3,8
K_2O	4,7	4,08	3,81	3,15	5	5	4,18	2,17	4,44
TiO_2	0,6	0,73	0,53	0,74	0,1	0,05	0,17	0,71	0,31
P_2O_5	0,3	0,02	0,1	0,1	0,4	0,15	0,08	0,15	0,06
H_2O+	0,35	1,79	0,4	1,33	0,9	0,3	0,43	0,71	0,29
H_2O-	0,2	0,24	0,09	0,14	0,1	0,1	0,08	0,13	0,1
Total	99,5	99,14	99,35	99,05	99,65	99,2	99,47	99,09	100,93

Tab. 1.4 ANALYSES CHIMIQUES DES GRANITES ET GNEISS DU PILAT ET DU VIVARAIS

dans les proportions des minéraux sont décelables d'une coupe à l'autre. Les valeurs indiquées ne peuvent, dans ces conditions, qu'être approximatives. La richesse en enclaves est très grande, enclaves schisteuses ou surmicacées le plus souvent. Ce granite a toujours un comportement qui le fait affleurer dans les secteurs déprimés.

2.1.3. Les anatexites sombres.

Les anatexites sombres sont, le plus souvent, des roches grenues. Contrairement au Forez, le faciès schisteux est exceptionnel dans ce massif. Les anatexites schisteuses présentent des lits à gros grains, clairs, composant le néosome, et des lits sombres, riches en biotite (paléosome). Dans le cas d'anatexites grenues, la foliation apparaît sous la forme de schlierens. Ces anatexites sont toujours riches en cordiérite plus abondante que la biotite, ce qui les distingue de celles du Forez.

Malgré l'apparence que suggère un examen rapide sur le terrain, ces roches ne sont pas systématiquement en position déprimée morphologiquement.

Sur ce substrat sombre repose une couverture claire complexe.

2.2. LA COUVERTURE CLAIRE.

La couverture claire affleure dans sa totalité sur le versant nord du Pilat. Elle n'affleure que partiellement sur le flanc nord des autres massifs du Pyfara, du Felletin, de Combe Noire- Trois Vents. Plus à l'Est, le massif de Toissieu qui ferme la vallée de la Cance à l'aval de Villevocance est également constitué par la couverture. Deux autres couvertures existent enfin, assez loin des lignes de crête, la première de Saint Bonnet-le Froid à Devesset et la seconde, sur le piémont rhodanien, à l'Ouest de Tournon et de Saint Vallier.

Toutes ces couvertures présentent, dans leurs grandes lignes, une stratigraphie comparable qui est la suivante.(Fig.1.6)

2.2.1. Des séries micaschisteuses.

Elles sont très inégalement développées: elles ne prennent une certaine importance qu'à Tournon et au Pilat. Les autres couvertures en sont dépourvues.

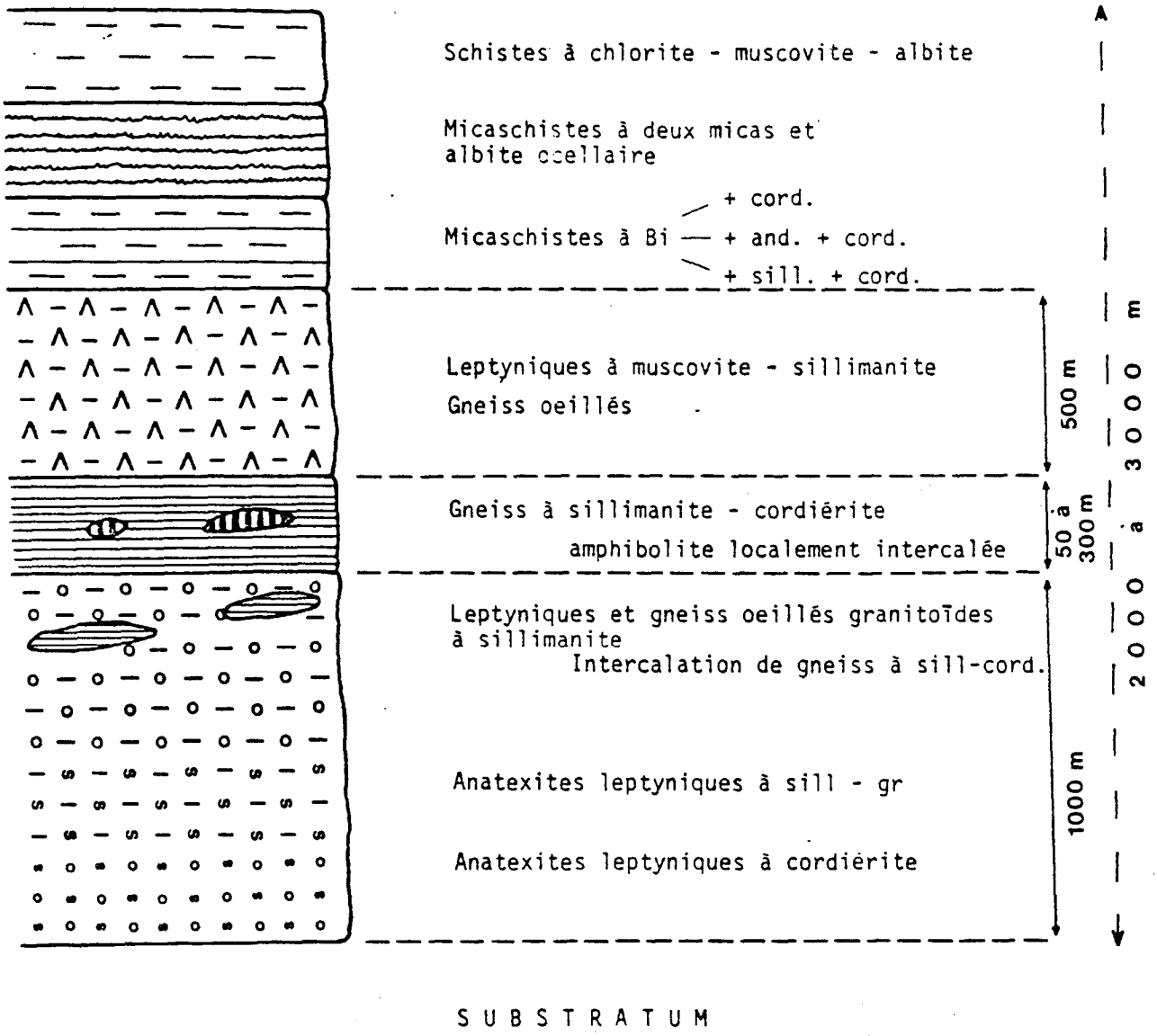


Fig. 1.6. STRATIGRAPHIE DES COUVERTURES LEPTYNIQUES (D'APRES M. CHENEVOY, 1973)

Elles se composent:

- d'une série de chloritoschistes qui sont la partie la plus externe et n'affleurent qu'à l'Est de Saint Paul-en-Jarez;
- une puissante série de micaschistes à deux micas formant une ligne de hauteurs, de Rochetaillée à Sainte Croix-en Jarez et Vienne; les sommets de la Rivoire, du Chatelard et le Mont Monnet en sont partie intégrante;
- une série assez mince de micaschistes à cordiérite-andalousite;
- enfin, une série de micaschistes à sillimanite qui prend un développement notable entre Planfoy et Pavezin ainsi qu'au Nord de Doizieu.

L'ensemble de cette série a un pendage vers le Nord en direction du bassin houiller de Saint Etienne sous lequel elle s'enracine; elle constitue la partie la plus externe de la couverture du Pilat et entre en contact avec la couverture des Monts du Lyonnais qui affleure au Sud du bassin houiller par des modalités parfois confuses.

Sous ces séries micaschisteuses affleurent les séries gneissiques.

2.2.2. La série gneissique et leptynique.

Les gneiss oeillés supérieurs constituent le terme le moins évolué de la série.(4)

C'est une roche très grossière, riche en "yeux" de feldspaths très souvent altérée à l'affleurement et peu résistante en raison de la présence de nombreux lits de biotites entourant les "yeux". La formation est peu épaisse et n'affleure que sur des surfaces réduites sur le versant nord du Pilat. Au Pyfara et à la Roche des Vents, elle apparaît avec une tendance leptynique plus marquée.

Les gneiss sombres à biotite et cordiérite (5) sont surtout représentés au Pyfara. Dans ce massif, ils atteignent 500 mètres d'épaisseur; ailleurs, ils sont moins développés. Ils se situent à la base de la série au Pilat et affleurent sur les deux versants du massif mais davantage au Sud, alors qu'ils sont plutôt au sommet de la série du Pyfara. Ils apparaissent également dans la série de Tournon.

Ils se présentent en lentilles avec des récurrences nombreuses d'amphibolites sous la forme d'une roche rarement saine à l'affleurement, riche en biotite et muscovite, mais très pauvre en quartz. Elle n'est pas oeillée mais seulement litée.

---

(4) Ce sont les gneiss oeillés supérieurs de la carte de Saint Etienne au 1/50 000, les gneiss rubano-oeillés de SAHUC (1966).

(5) Ce sont les gneiss et amphibolites de la carte de Saint Etienne au 1/50000 de M. CHENEVOY. L'expression gneiss sombres est de L. PITTION (1971).

Les gneiss clairs médians constituent la masse la plus puissante et morphologiquement la plus importante de la série. Elle est également plus homogène malgré la complexité de la nomenclature. Tous les faciès sont oeillés, clairs et présentent une foliation très marquée. Leur composition chimique et minéralogique est voisine. (Tabl. 1.4)

Dans cette série, une évolution semble apparaître entre:

- des formations plus gneissiques au sommet (6) riches en sillimanite ou en chlorite selon les niveaux. Ce sont des roches où la biotite est rare et dispersée, l'essentiel est composé d'un matériel quartzo-feldspathique très hétérogranulaire avec des porphyroblastes d'orthose en quantité variable. La biotite dessine localement de fines lamelles soulignant les yeux.

- Des formations plus granitoïdes à la base (7) où, entre les "yeux" de feldspath isolés par des cloisons de biotite apparaissent des zones grenues. Dans ces dernières, l'automorphisme des feldspaths apparaît. La sillimanite est associée à la biotite.

2.2.3.Les anatexites claires de base.

Elles sont également désignées sous des noms fort divers selon les auteurs et sont même ignorées en tant que telles sur la carte géologique de Saint Etienne.(8)

---

(6) Ce sont les gneiss leptyniques oeillés de J.L.PITTION (1971) , terminologie reprise par les travaux les plus récents. Ils correspondent aux leptynites de GUELPA (1966) et aux leptynites et gneiss leptyniques oeillés de la carte de Saint Etienne (CHENEVOY,1970).

(7) Ce sont les gneiss oeillés de Robert de GUELPA (1966) et RIVE (1968) dans la synforme de Toissieu, les gneiss granitiques de AIT SAADI (1966), les gneiss granitoïdes et leptynites granitiques de J.L. PITTION (1971), les gneiss leptyniques rubano-oeillés de MOLINA (1972). Sur la carte de Saint Etienne, ces formations apparaissent localement sous le nom de leptynites granitoïdes et vraisemenblablement pro-parte sous le nom de gneiss oeillés granitoïdes.

(8) La carte géologique de Saint Etienne ne distingue pas nettement le substrat de la couverture métamorphique: la légende regroupe les anatexites sombres et les anatexites claires sous la lettre M. La subdivision existe entre des anatexites sombres et des anatexites à cordiérite, mais les affleurement de ces dernières sont très limités. Le tracé du contact entre les gneiss oeillés granitoïdes et les anatexites sombres laisse penser, compte tenu de la structure du massif, (cf infra) qu'une part des anatexites claires de base se retrouve sous l'appellation gneiss oeillé granitoïde et n'est pas différenciée des gneiss médians.

Les anatexites claires de base se situent à la base de la couverture métamorphique. Elles présentent des degrés divers d'homogénéisation du magma. Ce sont toujours des roches claires, riches en cordiérite toujours plus abondante que la biotite, dans une matrice grenue. Selon les faciès, des grenats apparaissent en cristaux isolés ou en amas visibles, pour les plus gros, à l'oeil nu. (Tabl. 1.3.et 4).

- Dans les faciès les moins évolués, (9) la texture orientée est soulignée par de rares paillettes de micas et surtout des taches de cordiérite en chapelet. Les grenats sont rares et petits, la pâte quartzo-feldspathique finement grenue.

- Dans les faciès les plus évolués, (10) la texture est équante et grenue; la cordiérite apparaît en taches assez larges parfois prismatiques. Le grenat est également présent.

2.2.4. Les granites à muscovite.

Tous les niveaux de la couverture sont imprégnés de leucogranites présentant deux faciès:

- un faciès grossier à grain de taille supérieure à 2 mm pour les albites et les quartz; ce faciès dit de Saint Julien-Molin-Molette est à plagioclase et quartz automorphe, à orthoses maclées. Il affleure en un petit massif intrusif autour de la commune éponyme.

- un faciès fin, où tous les minéraux sont inférieurs à 1 mm, plus riche en muscovite, (plus de 7 %) apparaît en lentilles. Comme l'a montré M. CHENEVOY (1964 et 1966), il ne s'agit pas là de venues intrusives mais d'une fusion partielle de leptynites rhyolitiques lors de l'anatexie vellave. Leur intérêt morphologique n'est pas négligeable dans la mesure où ces roches sont souvent en saillie dans la couverture ou même dans le substrat.

Malgré la complexité pétrographique de la couverture, son originalité réside dans la dominance de faciès assez voisins, clairs, à composition quartzofeldspathique marquée. Une assez grande homogénéïté de comportement morphologique en résulte.

---

(9) Les anatexites leptyniques type Galliaure de GUELPA (1966) et RIVE (1968), les anatexites type Champagne de GUELPA (1966),les anatexites type Thorrenc de RIVE (1968), les anatexites claires à cordiérite de CHENEVOY (1970), les anatexites hololeucocrates de J.L. PITTION (1971) et MOLINA (1972).
(10) Le granite de Vanosc de PITTION (1971) et probablement aussi le granite à cordiérite prismatique de Graix. Le terme granite ne doit pas faire illusion et ne signifie nullement que l'on est dans le substrat.

2.3. LES RAPPORTS DU SUBSTRAT ET DE LA COUVERTURE.

Le problème des rapports entre le substrat et la couverture métamorphique a été abordé par plusieurs auteurs à la suite de la synthèse présentée par A. DEMAY (1931).

2.3.1. La thèse des nappes.

Dans son travail sur les nappes cévenoles, A. DEMAY envisage la couverture métamorphique du Pilat comme le résultat de nappes issues des Monts du Lyonnais.

Quatre nappes superposées sont distinguées.

- La nappe de Laval composée des micaschistes et gneiss oeillés supérieurs;
- La nappe du Pilat formée des gneiss leptyniques;
- La nappe de la Pouyardière constituée des gneiss sombres et amphibolites à la base des leptynites;
- La nappe des Trois Dents en gneiss granitique et anatexites claires de base.

Cette dernière nappe chevaucherait un autochtone de granite et d'anatexites sombres.

Les arguments présentés par A. DEMAY à l'appui de cette interprétation souvent qualifiée de "nappiste" sont la présence de franges mylonitiques continues au toit des différentes unités structurales définies. Plus tardivement, A. DEMAY (1948) a ajouté une cinquième nappe dite du Gier qui serait le prolongement d'un anticlinal déversé des Monts du Lyonnais; il recouvrirait la série micaschisteuse du Pilat. Cette nappe constituée de gneiss type "lyonnais" sur la carte de Saint Etienne (1/50000) borde le bassin houiller à sa partie méridionale.

2.3.2. Les interprétations récentes.

M. CHENEVOY (1970) conteste cette interprétation: pour lui, point n'est besoin de faire appel à une tectonique de charriage: les mylonites jalonnent des fractures parallèles au bassin houiller et subverticales.

Cet auteur distingue deux parties dans la couverture: au Nord, la série du lyonnais serait le flanc inverse d'un pli chevauchant ou d'une nappe du Gier; au Sud, la série du Pilat serait la couverture, en position monoclinale, de l'anticlinal du Pilat. La position de la couverture serait donc très simple: elle recouvrirait l'anticlinal sur son flanc nord avec un pendage vers le bassin houiller.

Ses élèves reprennent des idées semblables à propos des massifs plus méridionaux: AIT SAADI (1966) définit la couverture de la Roche des Vents comme un synclinal d'axe varisque symétrique. J.P. GUELPA (1966) définit la synforme de Toissieu et du Pyfara selon un axe Nord-Sud entre les vallées de la Deôme et de la Cance. J.L. PITTION (1971) reprenant l'étude d'ensemble du secteur définit trois synformes: Toisseu, Pyfara, Roche des Vents qui présentent toutes un axe méridien.

Les rapports entre le substrat et la couverture ne sont plus envisagés comme de nature tectonique; mais alors que la tectonique de la couverture est assez clairement perçue, il n'en est pas de même de celle du substrat. Les rares éléments d'observation montrent que les noyaux granitiques ayant métamorphisé les anatexites du substrat ont une orientation fort différente des axes reconnus dans la couverture.

Cette remarque et l'étude des contacts permettent à M. CHENEVOY de conclure à l'existence d'un massif granitique "à bords diffus régionalement discordant sur les divers horizons lithologiques de la série métamorphique, gneiss oeillés compris". (11)

Cette discordance se traduit dans la totalité de la région: la couverture claire recouvre les éléments du substrat indifféremment, les plus profonds comme les plus superficiels. La carte géologique de Saint Etienne en donne de bonnes illustrations: on y voit en effet à l'Est, dans la région de Pélussin, les anatexites claires de base recouvrir le granite d'anatexie du piémont rhodanien. Au Sud, en revanche, la couverture recouvre les niveaux moins homogènes du substrat notés Mc et qui sont assimilables aux anatexites sombres.(Fig.1.7)

A l'échelle régionale, les affleurements de la masse de granite sont peu étendus: ils n'affleurent guère qu'au Panère, au Chaussitre et au Grand Bois. Le plus souvent, ce sont les niveaux supérieurs du substrat qui sont mis à jour; ailleurs, et notamment en fenêtre dans la couverture métamorphique, ce sont le plus souvent les niveaux d'anatexite qui apparaissent. Dans plusieurs cas, notamment dans la région de Vanosc, le terme inférieur de la couverture métamorphique est de type granitique et mieux homogénéïsé que le terme supérieur du substrat qu'il recouvre.

2.3.3. Les dislocations varisques.

Les rapports géométriques entre le substrat et la couverture sont encore compliqués par l'existence d'accidents varisques qui découpent en blocs indépendants

---

(11) M. CHENEVOY (1964) page 60.

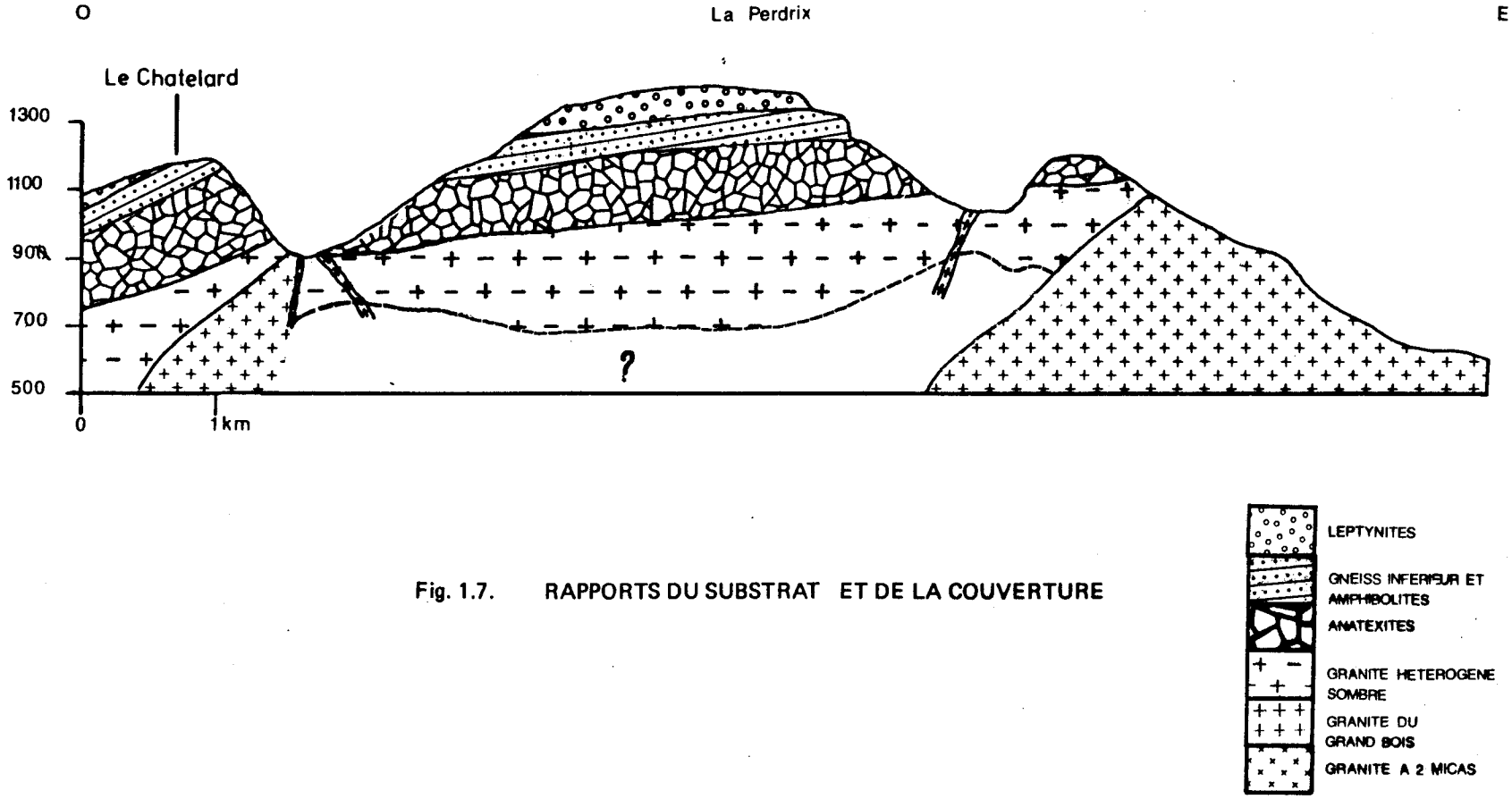


Fig. 1.7. RAPPORTS DU SUBSTRAT ET DE LA COUVERTURE

l'un et l'autre en décalant tous les affleurements.

Ces dislocations sont postérieures à la mise en place des différentes séries métamorphiques. Certaines sont soulignées par la topographie actuelle: elles guident les artères majeures du réseau hydrographique comme la Cance, l'Aÿ, la Deôme. D'autres, structuralement aussi importantes sont moins exprimées dans la topographie comme celle qui s'étend du Bessat à Doizieu, de Graix à Saint Régis, de l'Hermet au Grand Felletin.

Tous ces accidents ont un rejet dans le plan vertical et dans le plan horizontal: ils présentent tous un regard méridional, se définissant comme des failles contraires isolant des blocs monoclinaux. Le rejet est parfois considérable: dans le cas de la Cance, il met en contact le substrat sombre avec les anatexites claires voire les gneiss médians. D'après la stratigraphie de M. CHENEVOY (1973), l'estimation de la valeur du rejet est de plus de 500 mètres à Saint Julien-Vocance et de 300 mètres à Villevocance.

La composante horizontale du rejet est un décrochement dextre qui décale vers l'Est les affleurements de la lèvre nord.

Le problème du fonctionnement de ces accidents au Tertiaire ne peut être éludé: il sera abordé dans le cadre de l'étude de l'héritage morphogénique tertiaire.

2.4.Conclusion

Les massifs orientaux sont constitués d'une série métamorphique claire, alcaline, reposant en discordance sur un substrat calco-alcalin plus sombre, appendice du domaine du Velay. Les relations entre les deux ensembles sont complexes: la couverture prend la disposition d'une série monoclinale à pendage nord, affectée de cassures de direction varisque.

Chapitre 2
L'héritage morphologique tertiaire en Forez.

La connaissance précise de l'héritage morphogénique, c'est-à-dire essentiellement du passé tertiaire,est capitale pour juger des effets des crises froides sur l'évolution des modelés. Il est bien évident qu'à l'aube du Quaternaire, le relief était déjà fort voisin de celui que nous avons sous les yeux.

L'importance de cet héritage explique une part non négligeable des faciès périglaciaires qui seront définis ultérieurement.

Mais cette connaissance est malaisée pour trois raisons:

- la première est que, contrairement au Pilat, les interprétations relatives au relief de la montagne forézienne ont fleuri, toutes plus contradictoires les unes que les autres;

- La deuxième est le manque de témoins chronologiques surtout dans le massif. Il n'existe pas de dépôts corrélatifs utilisables dans la montagne et la seule ressource ô combien dangereuse est de faire parler les formes.

- La troisième est que l'enseignement des bordures est tout aussi discuté et discutable que l'histoire de la montagne et que là aussi, les interprétations contradictoires abondent.

Pour toutes ces raisons, une présentation de l'héritage morphogénique exige de présenter les problèmes fondamentaux à la lumière des travaux anciens avant de développer les éléments d'explications sûrs et ceux qui le sont moins.

1. HISTORIQUE DES INTERPRETATIONS.

L'historique des interprétations montre l'existence de deux grandes périodes: la première, avant guerre, insiste sur l'analyse des formes; la seconde, s'appuie davantage sur l'analyse des dépôts de bordure et de la structure du socle. Ces

remarques ne sont pas spécifiques à la région étudiée: elles traduisent seulement le fait que le Forez a servi de champ d'application aux grandes écoles de pensée qui ont marqué la géomorphologie française; par le nombre de chercheurs et la richesse des interprétations, on pourrait même penser que ce champ d'étude a été particulièrement privilégié. L'ambigüité des formes, l'absence de dépôt corrélatif ou leur caractère énigmatique ne sont probablement pas étrangers à cet état de fait, en permettant à de nombreuses reconstructions d'être soutenues sur le terrain avec quelque vraisemblance...

Le rappel des diverses explications proposées distinguera donc nettement celles, anciennes, qui s'appuient sur la géométrie des formes de celles, plus récentes, qui s'appuient sur l'anlyse des dépôts des bordures.

1.1. LES PREMIERES INTERPRETATIONS.

Les premières interprétations remontent au début du siècle avec les travaux de P. GLANGEAUD (1911 et 1914).

1.1.1. Les travaux de P. GLANGEAUD.

De 1911 à 1914, cet auteur publie dans les compte-rendus de l'Académie des Sciences une série de notes sur les Monts du Forez qui permettent de se faire une idée de l'interprétation du relief qu'il propose. Il aborde ces études avec le souci de reconstituer les déformations des surfaces d'érosion qu'il voit toutes plonger sous les dépôts de la Plaine du Forez.

Les dépôts corrélatifs en sont le "conglomérat de base" de la sédimentation de la plaine. Il voit dans cette formation décrite par F.TOMAS (1971) sous le nom trompeur de "conglomérat de Pralong" la cuirasse forézienne, témoin de sols tropicaux éogènes; ces conglomérats de la bordure occidentale vont engendrer une foule d'interprétations.

1.1.2.Les travaux de H. BAULIG.

C'est dans un cadre bien plus vaste que H. BAULIG (1928) consacre quelques pages à la montagne forézienne. Néanmoins, c'est à lui que revient le mérite de présenter la première synthèse véritable.

Il insiste sur la dissymétrie du massif, opposant un escarpement de faille à l'Ouest, "le plus beau du Massif Central", à un escarpement de faille moins net à l'Est, partiellement exhumé sous la couverture sédimentaire.

La surface sommitale correspond à la surface éogène parce qu'elle s'incline vers le Sud et s'enfouit sous les sédiments oligocènes de Bas-en Basset, vers 900 mètres d'altitude au-dessus de l'escarpement de rive gauche de la Loire. Au Collat, on trouve en outre vers 1000 mètres d'altitude, sous une coulée de lave, un lambeau d'alluvions argileuses à galets quartzeux sans galets volcaniques que la notice de la carte géologique rapporte avec doute au Miocène supérieur mais que rien n'empêche d'attribuer à l'Oligocène."(1)

Quant au massif de Pierre-sur-Haute, il s'agirait d'un horst de la surface éogène soulevé de 200 à 300 mètres mais il a été "exposé assez longtemps pour perdre sa forme caractéristique".

Les principales conclusions de ce travail très brièvement résumées ici montrent que la part réservée aux temps post-miocènes est relativement secondaire et en tout cas n'apporte que des retouches à un ensemble mis en place dès l'Eogène.

1.1.3. Les travaux de B. DU ROSELLE.

B. DU ROSELLE a repris l'étude du massif forézien dans le cadre d'un travail de synthèse (thèse d'Etat) qui est resté inachevé mais a donné lieu à des publications partielles en 1945 et 1950.(2).

Pour l'essentiel, il reprend les conclusions de H. BAULIG quant à l'existence de la surface sommitale, mais en fait une surface aquitano-burdigalienne. Pierre-sur-Haute ne serait plus un horst mais un monadnock d'une surface plus ancienne. En revanche, il voit dans les replats vers 800 mètres une surface miocène bien développée notamment sur le versant oriental du Forez et partiellement fossilisée sous les laves.

La part de la tectonique post-oligocène n'est pas négligée, et la carte qu'il présente (Fig.2.1.) mentionne un réseau dense de failles hachant le massif en plusieurs compartiments.

---

(1) Thèse pages 153 et suivantes.
(2) Cf Bibliographie. Ces deux articles, et surtout le second, donnent les principales conclusions auxquelles est parvenu l'auteur, mais malheureusement pas l'essentiel de son argumentation.

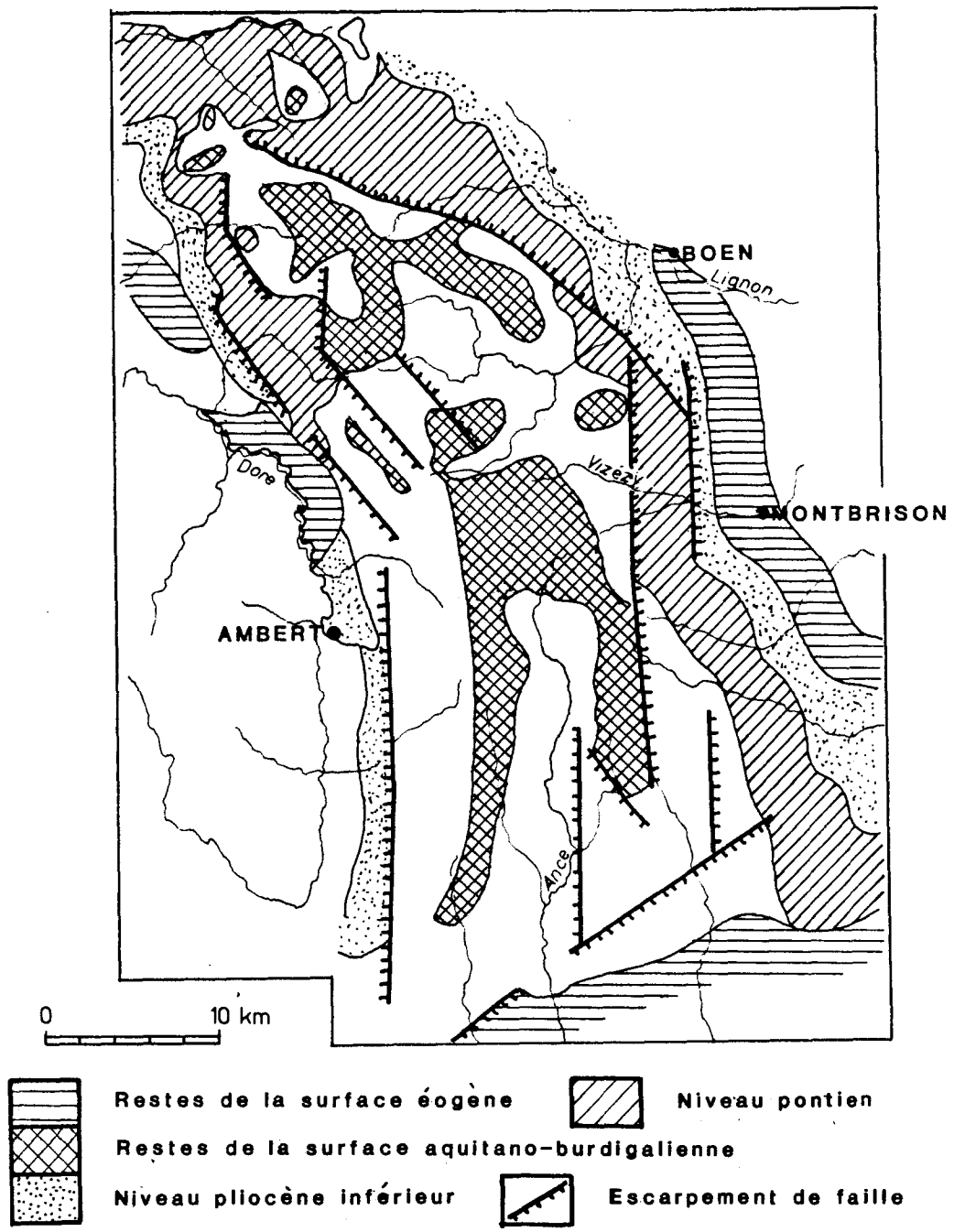


Fig. 2.1. NIVEAUX D'EROSION EN FOREZ (SELON B. DU ROSELLE, 1950)

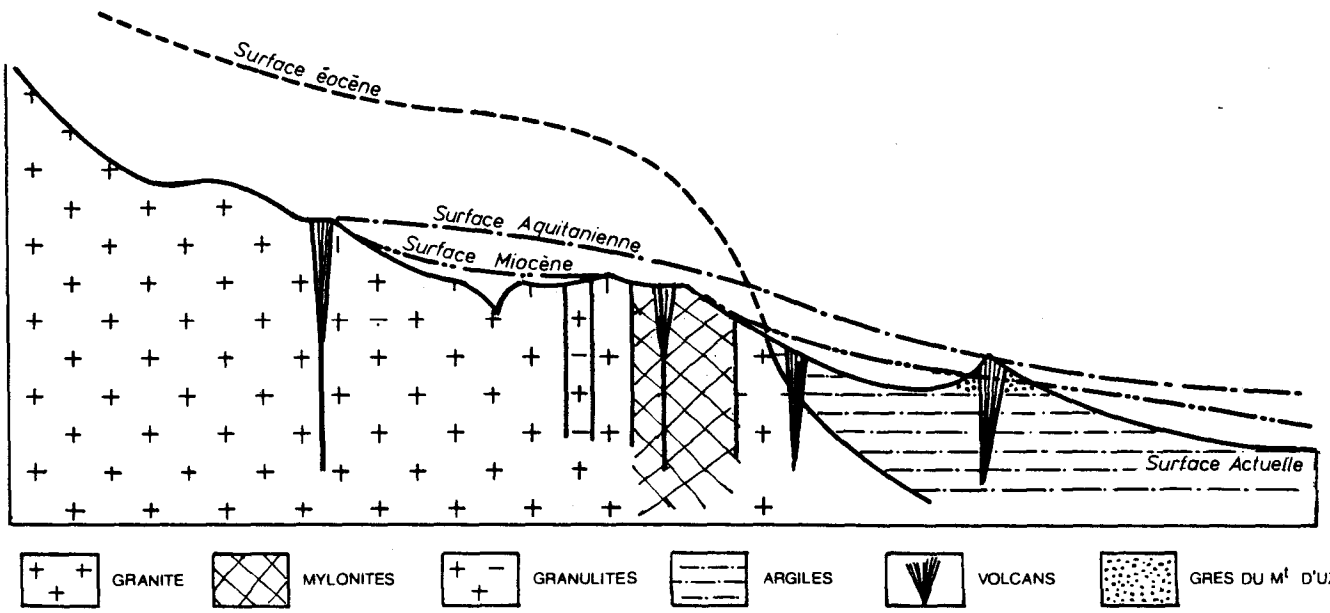


Fig. 2.2. LES SURFACES D'EROSION EN FOREZ (SELON BOBIER ET GLANGEAUD, 1959)

1.1.4. Les travaux de BOBIER et GLANGEAUD (1959)

Malgré la date récente de ces travaux, ils se rattachent directement aux plus anciens et notamment à ceux de P. GLANGEAUD et H. BAULIG par les méthodes et les thèmes retenus ainsi qu'a eu le mérite de le signaler F. TOMAS en 1971. Ces auteurs espèrent dater les coulées par le paléomagnétisme et surtout par leur position par rapport aux surfaces définies par les auteurs précédents.

La surface sommitale serait oligocène. Deux niveaux emboîtés, l'un recoupant les laves oligocènes et l'autre ponto-pliocène seraient identifiables à 800 et 650 mètres. Les épisodes volcaniques se situeraient avant l'aplanissement miocène et après, avec dans la vallée du Lignon, des coulées reposant sur des alluvions ponto-pliocènes et donc postérieures à ces dernières.(Fig.2.2).

La part essentielle revient ici aux cycles d'érosion successifs: l'étude date d'une époque où l'échelle paléomagnétique n'était pas clairement établie - ou plutôt trop clairement établie- beaucoup d'inversion du champ magnétique n'ayant pas été décelées lors de ces premiers travaux. On ne sait d'ailleurs pas très précisément à la lecture de cet article, si son but était de dater les surfaces à partir de l'étude paléomagnétique ou au contraire de "caler" les inversions du champ magnétique par rapport aux âges supposés des surfaces définies par H.BAULIG. Dans cette dernière éventualité, on comprend mieux pourquoi les auteurs ont fait la part belle aux cycles d'érosion emboîtés en n'évoquant que vaguement, sans précisions, la part de la tectonique.

1.2. LES TRAVAUX RECENTS.

Les travaux plus récents s'efforcent de prendre en compte de manière plus précise à la fois la structure du massif -dont l'érosion différentielle pourrait être l'expression- et les bordures, notamment la Plaine du Forez qui joue le rôle de réceptacle privilégié.

1.2.1. Le travail de R. ETIENNE (1971).

Pour la première fois, les recherches de R. ETIENNE tentent de faire la part de la tectonique et de l'érosion différentielle dans l'édification du relief; tel est d'ailleurs le sous-titre de l'ouvrage paru sous forme de thèse de 3° cycle à Clermont-Ferrand en 1971.

L'auteur est ainsi amené à opposer les points sommitaux du massif constitués

de granites résistants à la ceinture calco-alcaline du Forez qui aurait été évidée par érosion différentielle. Cet évidement se serait effectué par des alvéoles (Chalmazel et Roche-en-Forez) et des replats qui, depuis les bordures auraient mordu sur le socle (piémont de Baraduc et de Grandrif). Le rôle de l'érosion différentielle n'excluerait pas "un rajeunissement tectonique du massif" qui l'aurait porté à son altitude actuelle à l'extrême fin du Tertiaire et aurait basculé les formes mûres et les piémonts sans que les failles interviennent à ce stade, contrairement aux épisodes précédents".

Tout récemment, dans le cadre d'une thèse plus générale sur le soulèvement récent du socle du Massif Central au-dessus de ses bordures (3), R. ETIENNE reprend ses conclusions de 1971 en apportant quelques précisions chronologiques. "On ne peut écarter l'idée que les Monts du Forez ont participé aux mouvements post-oligocènes et qu'ils ont subi l'attaque de la pédiplanation burdigalienne (...) Tout ce qu'on peut dire, c'est qu'il existait sur l'emplacement des Monts du Forez lors de l'épisode des vallées mûres (4) de basses montagnes dominant de 250 à 300 mètres le fond des vallées, lesquelles se trouvent aujourd'hui sous la forme de replats très haut perchés au-dessus des talwegs actuels par suite d'un bombement du horst du Forez."

Le grand mérite de ce travail est de lier de manière indissociable la tectonique et les phases érosives en montrant les interactions qui peuvent exister enre les deux agents et à replacer dans un cadre paléoclimatique précis les diverses phases d'érosion.

1.2.2. Les travaux de F. TOMAS (1971)

Ces travaux portent essentiellement sur la Plaine du Forez mais de nombreuses références sont faites à l'évolution morphologique des Monts du Forez, fournisseurs de matériaux lors de la sédimentation.

La phase principale d'érosion des Monts du Forez serait contemporaine de la sédimentation de base de la plaine et daterait probablement du Stampien. Selon lui, le volume considérable de matériaux déposés lors de cette phase -le sondage de Montrond a traversé 500 mètres de sédiments- ne peut que correspondre à un décapage poussé du socle sous un climat à affinités tropicales.

Plus récemment, une seconde phase d'érosion intense aurait abouti à l'élaboration d'un plan incliné vers le centre de la plaine: cette surface d'érosion jalonnée d'épandages de "quartz à chailles" précéderait immédiatement l'installation et l'encaissement du réseau hydrographique. Elle se traduirait par des morsures locales sur le socle à l'origine de la série de replats visibles vers 650 mètres sur

---

(3) Thèse partiellement publiée (1979) pages 127 et suiv.
(4) C'est-à-dire l'épisode de formation des piémonts qui s'insinuent en replats le long des talwegs.

le versant oriental des Monts du Forez.

1.2.3. Les recherches de A. LE GRIEL.

En 1975, A. LE GRIEL a repris les travaux de F.TOMAS dans le cadre d'une thèse de troisième cycle sur le même thème. Il présente une stratigraphie renouvelée en allongeant sensiblement sa durée: il voit notamment (5) un épisode miocène important (sables de Chambéon) succéder en discordance aux sédiments oligocènes. Le rattachement des "conglomérats de bordure " à cette phase lui permet d'envisager un soulèvement important à cette période; la présence de galets volcaniques dans cette formation de bordure lui semble être un argument supplémentaire en faveur d'une activité tectonique dans les Monts du Forez. Cependant, dans ce travail comme dans le précédent, le thème principal est l'étude de la plaine et les allusions aux Monts du Forez n'apparaissent qu'épisodiquement pour appuyer telle ou telle observation.

Ce trop bref rappel n'a d'autre but que de montrer la marge des incertitudes ou des divergences entre les chercheurs. La lumière est loin d'être faite malgré l'abondance des travaux.

1.3. RAPPEL DES QUESTIONS EN SUSPENS ET DES ELEMENTS NOUVEAUX.

Les sujets de controverse sont peu nombreux mais fondamentaux: ils se résument à trois questions qui n'ont pas, à ce jour, reçu de réponse satisfaisante.

1. Quel rapport doit-on envisager entre les surfaces topographiques des sommets et les surfaces inférieures, notamment celle qui s'étend vers 850 mètres d'altitude: s'agit-il de la même surface dénivelée par faille comme semble le supposer BAULIG ou de niveaux emboîtés comme le pense DU ROSELLE ?

2. Dans cette seconde hypothèse, quelle est la part de l'érosion différentielle dans l'élaboration, puis la conservation des surfaces planes; les talus que nous observons marquent-ils seulement l'arrêt d'une vague d'érosion "à bout de course" ou un blocage de l'érosion d'origine lithologique ?

3. Quelles sont les modalités d'intervention de la tectonique sur le massif: quelle est la succession chronologique des dépôts et des crises tectoniques ?

Il apparaît bien que répondre à ces questions n'est pas chose aisée. Il faut légitimement se demander s'il est possible d'apporter des éléments supplémentaires

---

(5) page 29.

susceptibles de faire avancer l'état de la question et éviter de s'engager dans une discussion polémique souvent stérile. Quatre raisons engagent à reprendre le problème.

1. **L'étude de la morphologie de détail des différents niveaux n'a pas été prise en considération** par les auteurs précédents. A défaut de formations superficielles et d'altérites utilisables, il est possible d'utiliser l'état d'altération du socle qui se traduit par un modelé original.

2. **L'étude de la montagne et de la plaine n'ont jamais été menées conjointement:** chacun des chercheurs ne s'est intéressé qu'à une partie ou à l'autre: même si R. ETIENNE et F. TOMAS ont parfaitement pris conscience de cette difficulté, ils n'ont néanmoins jamais eu connaissance des travaux de l'autre. Il est pourtant évident que les deux régions doivent s'éclairer mutuellement.

3. **La connaissance géologique et structurale du Forez a fait de gros progrès depuis 1966** date à laquelle les géologues clermontois ont "investi" le massif. Pour ne citer que cet exemple, il serait vain aujourd'hui de parler de "ceinture calco-alcaline du Forez" puisqu'il est établi que les roches les plus calciques sont au contraire au centre du massif. Le travail de R. ETIENNE est arrivé trop tôt: le géomorphologue, s'il ne travaille pas en équipe avec le géologue, ne peut passer qu'après lui, et toute étude sérieuse sur l'érosion différentielle du massif est impossible à mener sans étude pétrographique et structurale sérieuse. Ces données indispensables nous sont maintenant disponibles à la suite des travaux des années 1966-1973.

4. **Les datations absolues des laves du Forez tant attendues sont enfin arrivées.** Elles permettent de placer un jalon chronologique d'autant plus précieux qu'ils sont fort rares.

Ces quatre raisons permettent d'envisager de réexposer les principaux problèmes de l'évolution morphogénique du Forez, de confronter les données nouvelles et les questions en discussion, enfin, là où la chose est possible, d'avancer quelques hypothèses susceptibles de faire avancer l'état de la question.

2. LES UNITES MORPHOLOGIQUES REGIONALES

Avant d'évoquer les problèmes généraux de mise en place du relief il convient de définir, pour précier leur signification, les grandes unités morphologiques régionales. Elles sont d'ailleurs bien connues et au nombre de trois: la surface sommitale, les alvéoles et couloirs, les bordures et replats inférieurs qui s'étendent

au contact avec les bassins environnants.

2.1. LE PROBLEME DE LA SURFACE SOMMITALE ET DE SA RETOMBEE ORIENTALE

2.1.1. La surface sommitale

L'existence de cette surface fondamentale n'est plus niée pas personne; elle s'impose géométriquement à l'observateur regardant à l'horizon les Monts du Forez depuis le Livradois ou Saint Etienne.

Comme l'a montré R. ETIENNE (1971) après H. BAULIG (1928), cette surface s'inclline vers le Sud depuis Pierre-sur-Haute à 1640 mètres vers la Richarde à 1500 mètres, Baracuchet (1250 mètres), Estivareilles (1150 mètres) et Craponne-sur Arzon (960 mètres). Ses principaux caractères sont les suivants:

- **Le réseau hydrographique est adapté à cette inclinaison générale** puisque c'est le système méridien de l'Ance et de ses affluents qui draine cet ensemble. La carte, (Fig.2.3.) illustre cette orientation. Au Nord de Pierre-sur-Haute, la même disposition se retrouve, mais cette fois les rivières sont orientées vers le Nord-Ouest, comme par exemple, la Faye. Sur les bords, des captures de détournement ont pu avoir lieu mais, en général, le coude est encore bien visible sur les cartes.

- **C'est le plus étendu et le plus parfait de tous les aplanissements,** ce qui n'exclut pas l'existence de quelques sommets qui sont des buttes volcaniques sous forme de necks ou dykes (La Roche Gourgon, les Bazannes) ou des reliefs résiduels en granite; ils présentent tous la particularité d'avoir des contours nets mais d'être assez peu élevés au-dessus de la surface générale; les principaux sont Pierre-sur Haute, le suc de Montaud, le signal de Médeyrolles, Viallevieille au Sud et le Puy Gros au Nord.

La thèse du bloc surhausssé par faille pour expliquer ces reliefs et appliquée par H.BAULIG (1928) à Pierresur-Haute ne tient pas car elle est difficilement applicable aux autres "bosses": les contours en sont trop sinueux et surtout ces reliefs correspondent à des noyaux de granite porphyroïde ou de granodiorite. L'étude structurale du socle a montré que ces élements pouvaient être considérés comme des amandes enchâssées dans le granite d'anatexie. Leur mise en relief en fait de véritables reliefs structuraux.

A l'Est de Pierre-sur-Haute, le contact avec la surface sommitale se développe sous la forme d'un escarpement particulièrement puissant et continu. Ainsi que le montre la figure 2.4.,la surface sommitale est représentée par le plateau du Gros Fumé et des jasseries Colleigne. La concavité, soulignée par le récurage

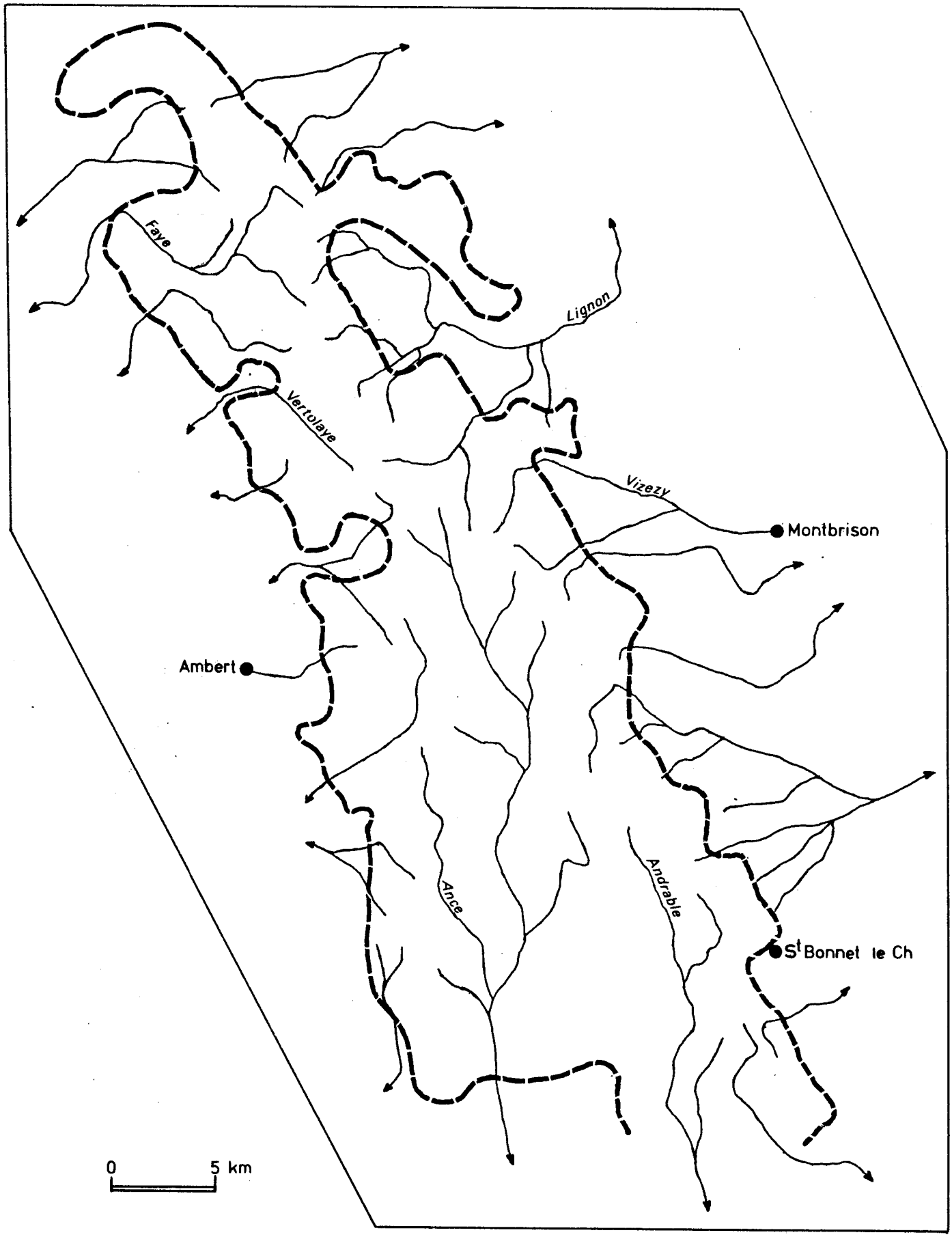


Fig. 2.3. SURFACE SOMMITALE ET RESEAU HYDROGRAPHIQUE EN FOREZ

----- Limite de la Surface Sommitale

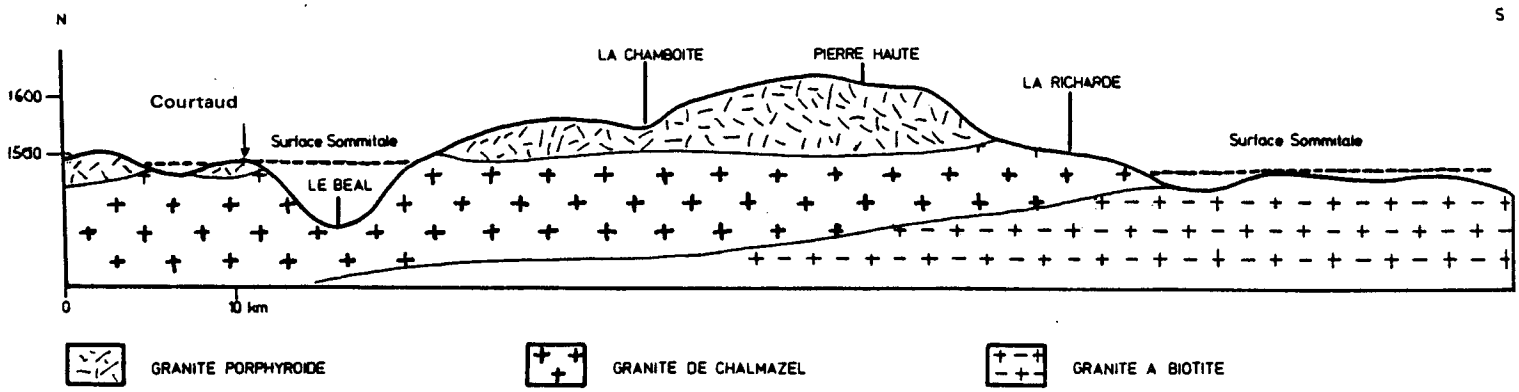


Fig. 2.4. LA SURFACE SOMMITALE AUTOUR DE PIERRE-SUR-HAUTE

glaciaire, correspond assez exactement avec l'affleurement des granites de Chalmazel, immédiatement à l'Ouest des jasseries Colleigne. C'est dans ce dernier matériel qu'est modelé l'essentiel des replats successifs et le long versant qui les raccorde. Le contact avec le granite porphyroïde qui coiffe le granite de Chalmazel est jalonné par le replat plus étendu des rochers de la Chaize.

Compte-tenu de la position des granites de Chalmazel en lacoolite entre le granite d'anatexie et le granite porphyroïde, **la surface sommitale apparaît ici comme un contact structural qui serait révélé.** Cette idée est confirmée par l'examen des orientations magmatiques du granite de Chalmazel: les fluidalités planaires sont en effet peu inclinées dans ce secteur et plongent faiblement vers le Nord-Ouest. En d'autres termes, elles sont assez proches de la pente de la surface topographique qui, du col au Sud de la Richarde, s'élève progressivement vers Pégrol et la Croix-de Barras.

De la même manière, les replats de la Chaize qui coïncident avec le toit du granite de Chalmazel pourraient être qualifiés de structuraux.

Au Sud-Ouest de Pierre-sur-Haute, une répétition du même dispositif peut être observée avec respectivement, les plateaux des Pradoux à 1450 m qui sont la surface sommitale, et le replat structural de la Richarde à 1501 m en balcon sur le versant sud du massif.

Cet exemple montre bien le rôle capital que le dispositif structural peut jouer dans l'élaboration des formes.

D'autres exemples pourraient être développés dans le massif: ils conduiraient à une conclusion fort semblable. Le puy Gros au Nord correspond également à un affleurement de granite porphyroïde: dans ce cas cependant, comme dans celui de Courtaud, lasurface sommitale correspond au toit du granite de Chalmazel et non à sa base (Fig.2.4.).Le lacoolite s'épaississant vers le Nord-Ouest, c'est bien plus bas, dans l'alvéole de Chalmazel, qu'il faut rechercher le contact avec le granite d'anatexie du Forez.

Une disposition similaire se trouve également dans les massifs occidentaux des Allebasses et de Monthiallier: dans ce dernier cas, les amandes de granite porphyroïde dominent de 100 mètres le plateau de la Jacine au toit des granites à deux micas et grain grossier -autre nom du granite de Chalmazel (G.BEAUFILS, 1966).

La surface sommitale apparaît donc comme une pédiplaine à évolution très poussée inclinée vers le Sud et vers le Nord de part et d'autre de Pierre-sur-Haute. Elle est également accidentée de reliefs résiduels. Pour une part, elle exploite lescontacts structuraux et notamment le toit de l'anatexie forezienne au Sud, le toit des granites de Chalmazel au Nord. Il est possible d'envisager que ces niveaux structuraux soient des lignes de faiblesse sans que les raisons en soient clairement connues. On peut seulement remarquer, mais ceci n'est valable que dans ce cas précis, que le sommet des granites de Chalmazel est jalonné de ombreuses enclaves dioritiques: cette hétérogénéïté du socle pourrait être un élément de faiblesse ayant favorisé l'arénisation fréquemment observée sur de grandes épaisseurs de cette zone, au contact des deux granites.

La surface sommitale s'est d'autre part élaborée sous un système morphoclimatique qui a permis aux granites porphyroïdes de se comporter en roche dure vis-à-vis des autres granites. L'explication de cette échelle de résistance n'est pas aisée à trouver: les analyses modales montrent en effet que la composition des granites porphyroïdes se rapproche de celle des granodiorites voire des diorites quartziques en raison de leur richesse en plagioclases (Tabl.1.1.et 1.2.). Au niveau des analyses chimiques sur roche totale, ils se distinguent des autres granites par leur teneur élevée en FeO et surtout en CaO et MgO.

Si la richesse en calcium ne peut être considérée comme un facteur de résistance, il est possible de le faire en revanche pour le fer: c'est le facteur retenu par A.GODARD (1965) en Ecosse pour expliquer l'échelle de dureté aberrante, dans les conditions climatiques actuelles, des différents ensembles pétrographiques. On sait en effet que, en milieu de type tropical, l'excès de fer, en favorisant les cuirassements est un facteur de résistance (G. ROUGERIE, 1960). La présence de fer qui se traduit par l'abondance des biotites (15 à 31 % des minéraux) est d'autant plus déterminante que les biotites sont très rapidement altérées: par voie de conséquence, l'importante exsudation de fer au début de l'arénisation peut ralentir considérablement sa progression.

Un second facteur de résistance peut être recherché dans la structure du granite: la présence de nombreuses cloisons de quartz peut également contribuer à renforcer la résistance de la roche d'autant que ce cloisonnement s'accompagne fréquemment d'une orientation des minéraux. Cette recristallisation partielle est à mettre en rapport avec l'histoire géologique de ce granite et notamment les contraintes subies lors de l'anatexie vellave.

Ces arguments ne peuvent sans réserves s'adapter à l'explication du façonnement de la partie inférieure de l'escarpement où le granite de Chalmazel entre en contact avec le granite d'anatexie du Forez. La composition du granite de Chalmazel est nettement plus alcaline, pauvre en fer et en calcium. En revanche, sa structure est nettement orientée et cloisonnée ce qui semble un élément déterminant. En outre l'hétérogénéïté citée est le fait d'enclaves dioritiques très nombreuses, pour certaines très volumineuses, (dans le secteur de la Chamboîte et des rochers de la Chaize notamment) qui peuvent représenter près du tiers de la roche et modifier sensiblement son comportement à l'érosion. Ces roches basiques peuvent être de grosses fournisseuses de fer puisqu'elles ont la même composition que les granites porphyroîdes à l'absence de quartz près.

2.1.2. La retombée orientale.

La retombée orientale de la surface sommitale se fait par un puissant escarpement de 300 à 600 mètres selon les lieux; le minimum est atteint à Courreau où les sommets de 1300 mètres ne dominent les plateaux du Champ de la Clé que de 200 mètres; il est au contraire maximum à Chalmazel où le plancher de l'alvéole à 960 mètres est immédiatement dominé par les reliefs résiduels de Pierre-sur-Haute à 1600 mètres.

Cette retombée est rectiligne de Chalmazel jusqu'à Usson en Forez sur une quarantaine de kilomètres. Il n'est maintenant plus possible de nier la présence d'une faille dans ce secteur comme DU ROSELLE (1945) et n'y voir qu'un talus d'origine cyclique, même si la carte géologique, pourtant récente, de Montbrison au 1/50000 ne signale pas de faille.(6)

Les arguments permettant d'établir son existence sont de trois ordres:
- Les observations photogéologiques d'abord: la faille se traduit par une multitude de coudes et de rapides alignés sur tous les ruisseaux qui recoupe transversalement l'accident en descendant de la surface sommitale vers le piémont:

(6) La carte de Montbrison au 1/50000 reprend les travaux de B. CLAVAUD et G. RATSIMBA (1972) pour l'essentiel, mais son auteur M. DE MONTJAMONT a volontairement refusé d'y figurer toute faille dans le socle faute de preuve décisive de leur existence (sic).

pour ne citer que ces exemples, la Mare, le Cotayet, le Vizézy et la Trézaillette sont dans ce cas.

Des vallons s'alignent également sur son tracé: à Rocheen-Forez, le phénomène est particulièrement spectaculaire. Entre ces vallons, les cols se multiplient (Courreau, Soleillant...)

- D'un point de vue strictement géologique, tous les affleurements sont décalés de part et d'autre du tracé de l'accident, notamment les contacts entre le granite de Roche-en-Forez et le granite d'anatexie (Fig.1.1.), le granite de la Croix du Ladret et le Granite de Chalmazel; elle est également bien repérable au contact entre ce dernier et le granite d'anatexie en raison de sa disposition structurale.

D'abondantes mylonites jalonnent cette faille; au Sud du Pic Boeuf, le relai est pris jusqu'à Estivareilles par la faille de Chazelles-sur-Lavieu qui est plus à l'Ouest alors que la première s'estompe progressivement.

- L'altération est constante tout le long de ce tracé: tout particulièrement dans le granite de Roche, qui, en raison de sa composition de leucogranite est relativement résistant, des panneaux de granite altérés sont visibles sur toutes les coupes à proximité de ce tracé. La tectonisation se manifeste par la multiplicité des panneaux densément fracturés, où l'espacement des diaclases ne dépasse pas 20 centimètres environ. Les coupes de la D 44 entre Roche et Courreau et le Pont-de la-Pierre permettent de bonnes observations notamment aux lieux-dits Montvadan, les Cognières, le Verdier, Chamarel.

Si l'existence de cette faille est maintenant reconnue généralement (notamment par R. ETIENNE,1971; B. CLAVAUD et G. RATSIMBA,1972; B. ETLICHER,1975), son rôle morphologique reste à préciser: il est certain qu'il s'agit d'une faille hercynienne,parallèle aux failles du versant occidental qui définissent une direction forézienne orientée à 20° N. Il est plus délicat de préciser si cette faille a rejoué pendant l'ère tertiaire: la reconnaissance de failles ayant rejoué en extension est le plus souvent impossible sur le terrain. Or c'est bien une faille de ce type qu'il faut invoquer à la lumière des travaux récents sur la tectonique et le volcanisme du Massif Central. (7)

Il convient donc de déterminer si cette faille est responsable du talus qui la longe "tectoniquement" ou s'il s'agit seulement d'une ancienne cicatrice hercynienne exploitée par l'érosion différentielle; admettre la première thèse, c'est reconnaitre que les niveaux à l'Est de la faille sont la surface sommitale plus ou moins décalée par la tectonique comme l'a fait H. BAULIG.

L'examen de la carte des niveaux d'érosion (Fig.2.5.) montre qu'il n'existe pas un niveau unique et continu mais de Chalmazel à Courreau et à Roche au contraire, une série de plateaux dont les plus élevés sont ceux de Morière et du Champ de la Clé et de nombreux plateaux inférieurs. Seuls ces premiers niveaux

---

(7) Notamment les travaux de H. BELLON (1978).

pourraient correspondre à la surface sommitale abaissée.

Plusieurs arguments permettent en effet d'appuyer cette interprétation des faits.

- L'altitude de ces niveaux est voisine: 1171 mètres au Champ de la Clé, ce qui fait un rejet de la faille d'environ 150 mètres; 1140 mètres au signal de Morière, soit un rejet de 180 mètres au maximum.
- Ces deux niveaux présentent la même morphologie que la surface sommitale: en particulier, le granite porphyroïde s'y comporte en roche dure formant les points hauts de la topographie: il est responsable de l'altitude du point culminant au signal de Morière. Au-dessus de Saint Bonnet-le Courreau de la même manière, les affleurements de roche basique sont en saillie et forment une butte au-dessus du plateau du Champ de la Clé.

En revanche, les niveaux inférieurs vers 960 mètres ne peuvent être assimilés à des compartiments abaissés de la surface sommitale en raison de leurs contours très sinueux.

2.2 PLANCHERS D'ALVEOLES ET NIVEAUX EMBOITES:LE VERSANT FOREZIEN.

Ligne de faiblesse, la faille orientale a permis le développement quelle que soit la nature lithologique du compartiment effondré, d'alvéoles et de couloirs dont les plus vastes sont ceux de Chalmazel et de Roche-en-Forez. Cependant, la physionomie est fort différente au Nord et au Sud, en raison de la complexité plus grande du dispositif structural dans le secteur du Lignon. Au lieu d'alvéoles élémentaires, il existe entre Chalmazel et Sail-sous Couzan, un véritable couloir continu complexe.

2.2.1. Le couloir du Lignon et l'alvéole de Chalmazel.

L'alvéole de Chalmazel est le plus vaste, avec un diamètre de l'ordre de deux kilomètres; il se raccorde sans rupture de pente à deux replats d'érosion que l'on suit sur les deux rives du Lignon tout au long de son cours jusqu'au delà de Saint Georges-en Couzan et qui dominent, perchés, la plaine du Forez vers 650-680 mètres. Ainsi défini, ce niveau s'abaisse de 960 mètres à Chalmazel à 880 mètres à Davoissienne, 750 mètres à Saint Georges, 680 mètres à l'extrême Nord-Est de la carte d'Ambert. (Fig.2.6.)

Ce niveau a déjà été reconnu par C. BOBIER et L. GLANGEAUD (1959) sous le nom de "vallée ponto-pliocène du Lignon". Il est également décrit par R.ETIENNE (1971 et 1979).

Doit-on voir là un niveau d'érosion en contrebas de la surface sommitale ou au contraire un bloc effondré par faille?

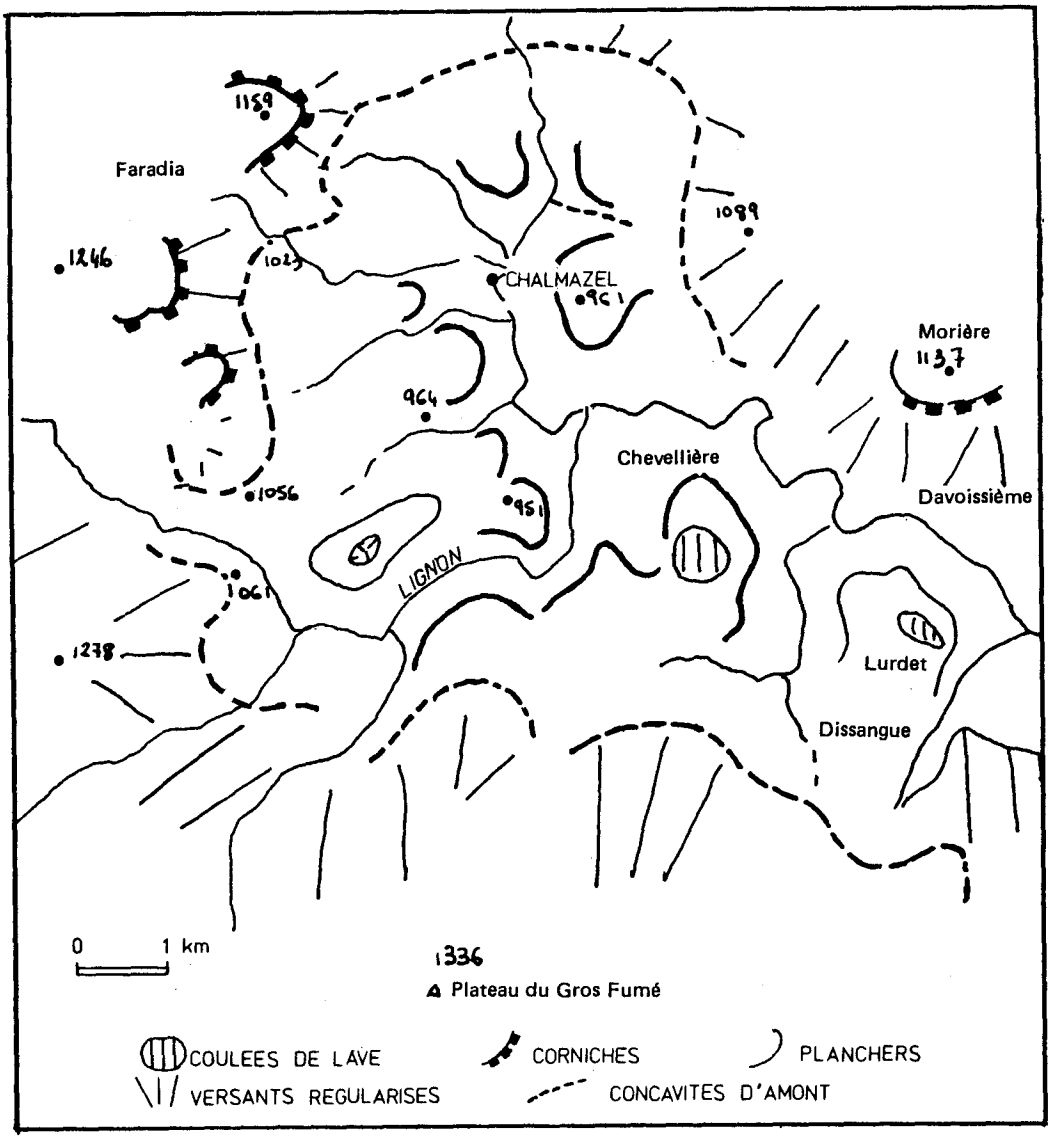


Fig. 2.6. ALVEOLE DE CHALMAZEL

2.2.1.1. **La thèse du couloir d'effondrement a été défendue par R.ETIENNE.**

Par analogie avec la vallée de la Géryze sur le versant livradois, cet auteur définit un compartiment effondré, un graben entre deux failles que le Lignon aurait simplement aménagé; c'est pour lui un jalon important de datation du dernier jeu des failles foréziennes.(8)

A. LE GRIEL adopte un point de vue analogue (9) et voit dans ce couloir la marque d'une phase tectonique considérable. On voit apparaître ici l'enjeu véritable du débat: l'âge du fonctionnement des failles en Forez.

Les arguments en faveur d'une origine tectonique ne sont pas négligeables. Pour R. ETIENNE (10), le modelé du couloir a un cachet de tectonique: le fossé serait bombé en son centre, et le tracé de failles latérales serait révélé par le creusement de vallons parallèles au Lignon. Ce schéma rejoint assez curieusement celui proposé par B. CLAVAUD et G. RATSIMBA (1972) pour la mise en place du Lignon (Fig.2.7a et 2.7b). Il est vrai que ces deux auteurs indiquent deux failles

(8) Thèse (1979) page 123.
(9) Communication orale à l'excursion de la commission des socles du C.N.G. (Mai 1980)
(10) Communication personnelle.

sur la carte géologique jointe à leur ouvrage, failles de direction Sud-Ouest Nord-Est.

Doit-on pour autant souscrire à ce schéma sans réserve?

Il ne le semble pas pour les raisons suivantes. Les failles figurées sur la carte de B. CLAVAUD et G. RATSIMBA (1972) ne sont pas prouvées par les critères habituellement retenus par les géologues: en particulier, sur la rive droite du Lignon entre Grand Ris et le Mazet, les contacts ne sont pas décalés entre les migmatites et le granite d'anatexie. C'est pour le moins curieux pour une faille qui devrait avoir plus de 100 mètres et peut-être même 200 mètres de rejet selon le propre schéma des auteurs. Celle de rive gauche du Lignon ne décale pas plus les affleurements et les auteurs ne la font d'ailleurs pas passer dans l'axe de la gouttière latérale, le vallon de la Goutte de Vial.

Il semble bien d'ailleurs que cette partie structurale de leur travail soit appuyée sur des critères uniquement topographiques car, nulle part, ils n'avancent d'autres arguments pour défendre leur thèse. La place qui est attribuée à ce chapitre comme un préambule complètement détaché de l'étude géologique proprement dite, confirme le sentiment que ces affirmations sont issues exclusivement de constructions graphiques d'après les cartes topographiques.

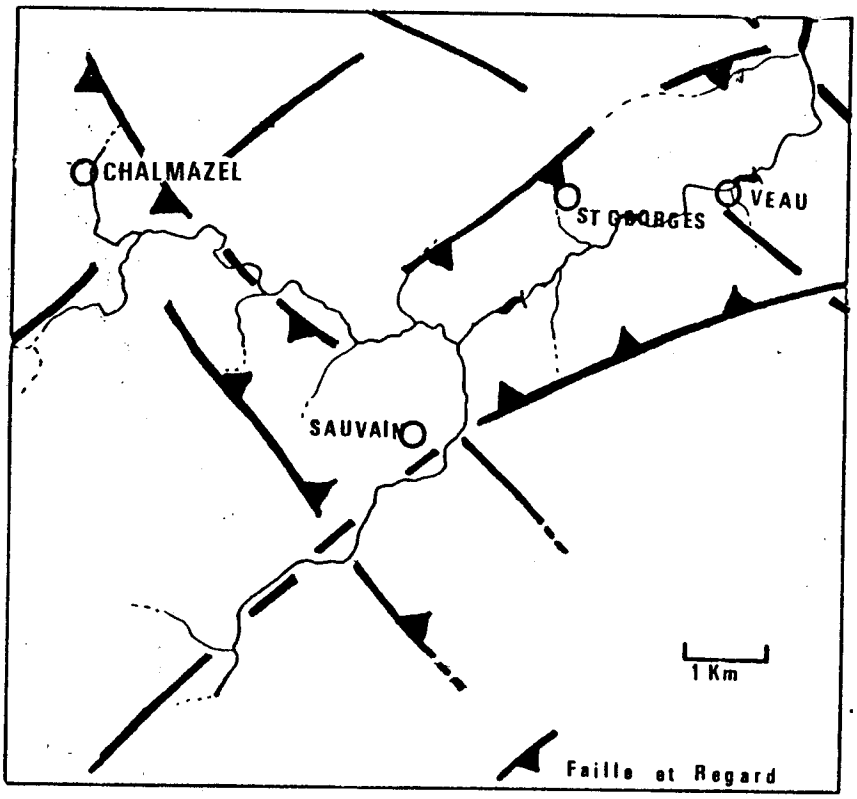
Ces critères paraissent bien légers et ne résistent guère à un examen sérieux.

Le schéma présenté à l'appui de cette interprétation résulte pour une bonne part de la présence des vallons latéraux: ceux-ci n'existent en fait qu'entre Grand Ris et le Mazet et peut-être en rive droite à Dissangue mais on est ici effectivement sur le passage de la grande faille de Chalmazel. Cette disposition est loin d'être générale et le couloir existe, lui, de manière constante sur une distance incomparablement plus étendue.

La présence de vallons latéraux paraît imputable à des conditions locales: au Mazet, le vallon s'est installé au contact de la coulée de lave de Sauvain et du socle: c'est à un début d'inversion de coulée que nous avons affaire; ce lambeau est aujourd'hui presque complètement démantelé et tronçonné mais il s'agit de l'extrême jalon de l'ensemble Sauvain Grand Ris.

La même explication vaut d'ailleurs à Disangue puisque les buttes en bordure du lignon (Surdet) sont des mesas. A Vial, sur l'autre rive, le vallon de la Goutte s'inscrit au contact lithologique des migmatites et du granite d'anatexie, contact oblique par rapport à l'axe de la vallée du Lignon.

Mais l'argument qui paraît décisif en la matière est la structure du socle telle qu'elle est définie par les auteurs eux-mêmes. Un abaissement par faille du compartiment du Lignon de 200 mètres environ devrait y faire affleurer le granite de Chalmazel voire le granite porphyroïde et non le granite d'anatexie puisque, rappelons-le, le granite de Chalmazel apparaît en lacoolite entre les deux autres granites autour du signal de Morière; la cartographie le confirme d'ailleurs parfaitement. Il y a manifestement une contradiction sur ce point entre les affirmations liminaires et l'étude de la structure des granites dans le travail de B. CLAVAUD et G. RATSIMBA (1972).



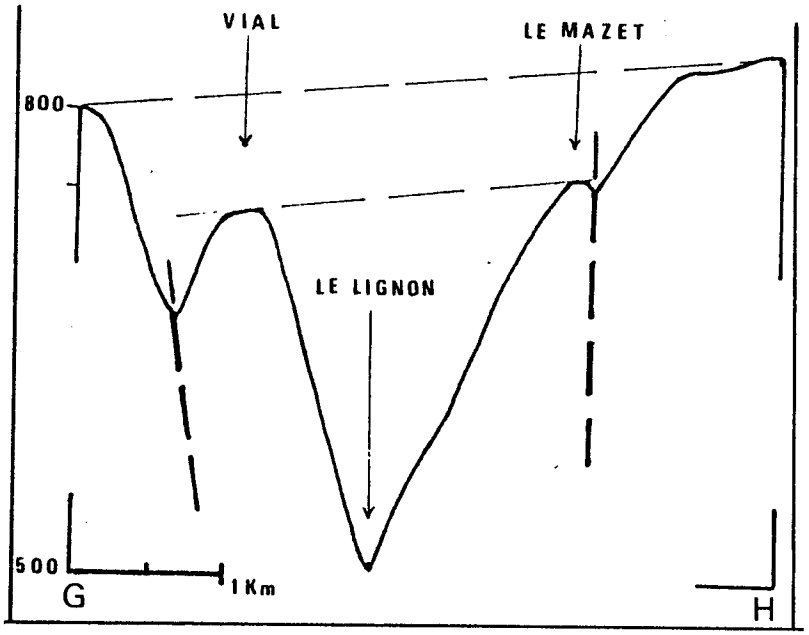


Fig. 2.7. LE COULOIR DU LIGNON (SELON CLAVAUD ET RATSIMBA, 1972)

2.2.1.2. Une origine érosive guidée certes par la structure paraît mieux s'accorder avec les faits observés.

Dans cette hypothèse, le couloir apparaît simplement comme un système d'aplanissement localisé axé sur le Lignon. Le tracé de la rivière peut s'expliquer de la manière suivante: il est axé sur une faille en amont de Chalmazel; puis il dessine une large courbe régulière vers l'Est puis le Nord-Est: en cela, il jalonne l'extrême avancée des granites porphyroïdes vers le Sud comme s'il s'était installé au contact lithologique des deux formations, sur une surface nivelant à peu- près les deux granites. Ensuite, à mesure de son encaissement, une dépression s'est développée au contact des deux formations exploitant la différence de dureté entre les deux ensembles selon un schéma bien connu dans les séries stratigraphiques monoclinales.

2.2.2. Le versant oriental au Sud du Lignon.

La retombée méridionale au Sud du Lignon sur la plaine du Forez présente des caractères semblables avec quelques nuances de détail. On retrouve sur la Curraize et le Vizézy des replats analogues à ceux du Lignon quoique moins développés. Sur ce dernier, ils sont nettement observables au Sud de Courreau, limités à l'Ouest par la faille de Chalmazel et au Nord par le plateau du Champ de la Clé. Très vite vers l'aval, ces replats s'élargissent en aplanissement de piémont, constituant de véritables embayements pédimentaires qui se raccordent vers 950 mètres d'altitude au plancher de l'alvéole de Roche-en-Forez ainsi que le montre le croquis (Fig. 2.5); vers l'aval, ces replats débouchent sur le niveau jalonné par le col de Fraisse.

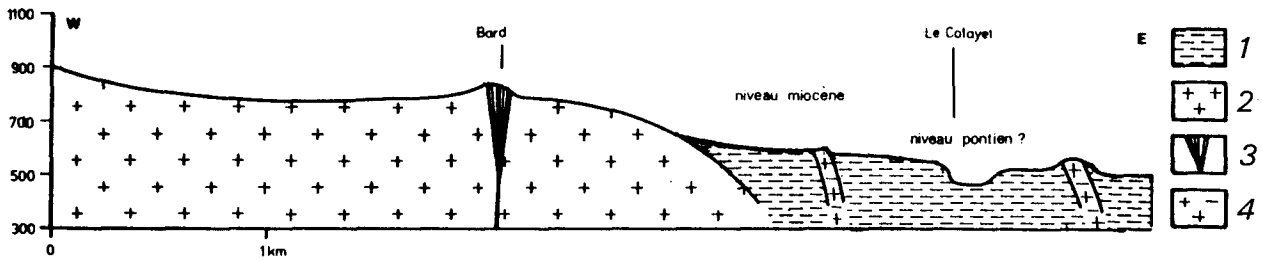
Dans ce dernier secteur, l'aplanissement sur le socle est bien plus étenduet se développe largement autour du Mont Semiol. Il est toutefois dégradé par l'encaissement d'un réseau hydrographique actif, conduisant au développement de petits alvéoles hectométriques, encaissés de 30 à 50 mètres en-dessous du niveau général. Le long des principaux axes de drainage s'esquisse un paysage de bassins et d'étroits couloirs successifs dont l'exemple-type peut être pris au Chevallard (B. ETLICHER, 1975)

La structure favorise ce type d'évolution: le granite d'anatexie qui constitue l'essentiel du substrat est truffé de dykes de leucogranites alcalins issus du massif de Roche distant d'un à deux kilomètres à peine. Ces filons méridiens barrent les vallées qui ont une direction perpendiculaire, ce qui permet l'exploitation de l'important contraste de dureté entre ce granite alcalin, clair, massif,aplitique et l'encaissant de composition nettement monzonitique et au grain plus grossier

selon un schéma usuel.

Les interfluves dérivent de cet aplanissement par "downwearing" , plus accentué là où affleure le granite d'anatexie. Les replats barrés par les filons de leucogranite tardif n'ont donc plus d'autre signification que locale et il serait vain d'y chercher à identifier dans ce secteur des niveaux cycliques emboîtés.

Comme la montre la coupe, (Fig.2.8.) ces niveaux barrés se terminent vers l'aval par un talus suffisamment long et permanent pour ne pas être un phénomène local ou isolé et de commandement nettement plus important. Ce replat se suit de Trémolins au Nord, (Commune de Saint Bonnet) à Vallansanges en passant par Chatelneuf, Quérézieux, soit sur une quinzaine de kilomètres de long. Cet escarpement met en rapport les replats de 750 mètres d'altitude avec des replats inférieurs de 700 mètres. Il ne paraît pouvoir s'expliquer que par érosion différentielle: il suit le contact entre le granite d'anatexie et les migmatites. Cette couverture de migmatites flanque la massif à l'Est sur toute sa bordure.

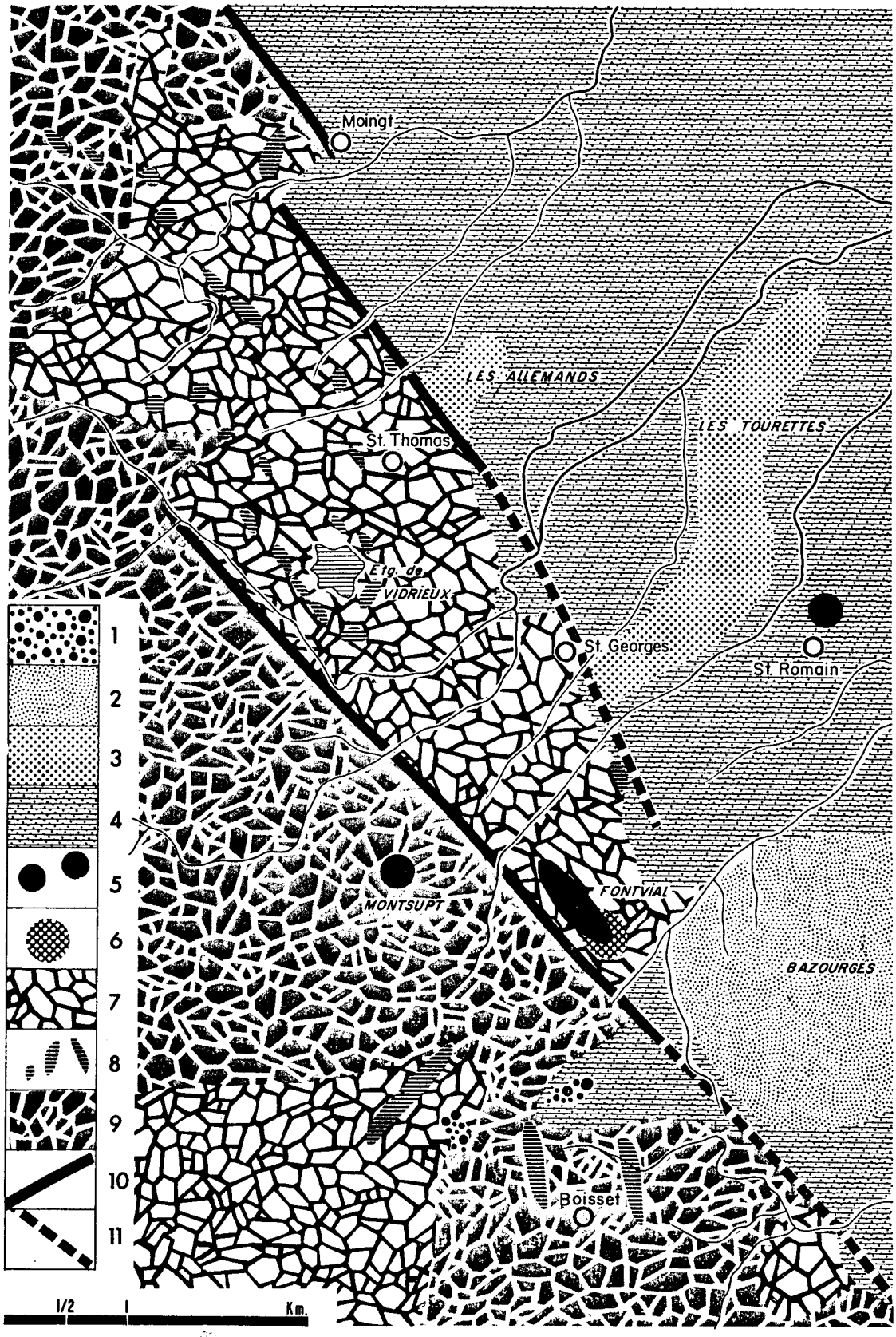


1. Anatexites 2. Granite du Forez. 3.Neckvolcanique . 4. Filons de leucogranite.

Fig. 2.8. REPLATS BARRES ET EROSION DIFFERENTIELLE SUR LE VERSANT ORIENTAL DU FOREZ

L'érosion différentielle s'explique parafaitement dans la mesure où les migmatites présentent un faciès très hétérogène, riche en enclaves surmicacéeset micaschisteuses, une minéralogie où les biotites sont très abondantes (souvent plus de 30 %) une diaclasation très sérrée encore qu'elle soit souvent difficile à apprécier: dans les coupes, le matériel sain est rarissime et le plus souvent, ces migmatites ne sont visibles qu'à l'état d'arène.

L'argument le plus décisif en faveur de cette interprétation du talus est sa disparition au Sud, dans la région de la vallée de la Mare, là où disparaissent les migmatites. Le granite d'anatexie s'étend bien plus loin vers l'Est jusqu'à la Loire dans le seuil qui ferme la plaine au Sud.



1. - Cailloutis siliceux. 2- Sable . 3- Sable gréseux. 4- Argile et sable feldspathique. 5.- Butte basaltique. 6- Pépérites. 7- Anatexite. 8- Filon 9- Granite. 10- Faille 11- Faille probable.

Fig. 2.9. LE PANNEAU A L'EST DE LA VIDRESSONNE (SELON F. TOMAS, 1971)

en un système de dykes et de cuvettes dont certaines sont évidées de 40 mètres au moins (Vidrieux).

Cette exhumation devrait donc remonter au plus tard avant le Quaternaire: c'est tout le problème de la vitesse de l'évidement de la plaine du Forez qui est ainsi posé. Il est connu que F. TOMAS et A. LE GRIEL (11) sont partisans d'un évidement ancien et réduisent à peu de chose la dissection quaternaire: cette vue ne peut cependant être acceptée sans réserves dans le contexte régional de la Loire supérieure où les évidences d'un rapide encaissement du fleuve ne manquent pas.(12) J.P. LARUE (1979) envisage une poursuite tardive de la subsidence de la plaine du Forez pour lever cette objection: cette subsidence aurait du exacerber l'érosion sur les bordures et ne peut être justifiée par quelque preuve sur le contact avec les Monts du Forez.(12)

Le second obstacle est l' incertitude qui règne sur l'attribution des sédiments de Curtieux à l'Oligocène. Ils ont été rapportés à cet âge par P. GLANGEAUD (1911), puis H. BAULIG (1928) par similitude de faciès avec les sédiments de la plaine. Pourtant ces formations n'ont nullement le faciès des argiles de base décrites par A. LE GRIEL (1975) (13) c'est-à-dire des argiles kaoliniques et des sables quartzeux. Seule la couleur rouge donne à ces dépôts un air de ressemblance mais les feldspaths y sont abondants. Au Mont Supt, il peut s'agir d'une arène in situ "cuite" par l'émission volcanique, aussi bien qu'un sédiment d'un étage plus récent de la plaine. De toute manière, la proximité de la lave a altéré ces caractères d'origine au pointde rendre toute comparaison illusoire. Quant à Curtieux, la formation conglomératique qui remanie une vieille altérite et lui donne une couleur rouge n'est plus considérée comme Oligocène de base ni par R. ETIENNE (1979) ni par A. LE GRIEL (1975) ce qui ne les met pas davantage d'accord sur un âge précis.

Ces replats inférieurs ne peuvent donc pas être attribués sans objections à une surface oligocène exhumée: il serait au contraire plus plausible d'y voir l'effet de la dégradation d'une surface plus récente dans un contexte climatique favorisant la multiplication des formes d'érosion différentielle, donc moins agressif que celui qui a précédé l'Oligocène.

2.3. LES PLANCHERS D'ALVEOLES ET NIVEAUX EMBOITES:LE VERSANT LIVRADOIS

Comparé au versant forézien, le versant livradois se caractérise par un escarpement plus abrupt. Cependant des traits communs méritent d'être relevés.

---

(11)F. TOMAS (1971) notamment la coupe des niveaux d'érosion page 98; A. LE GRIEL (1975) p. 211 et suivantes pour qui la topographie pliocène est une plaine vers 390-400 mètres "rattachée par de longues et très faibles déclivités aux reliefs périphériques.

(12) Cf chapitre 16. L'argumentation de J.P. LARUE repose uniquement sur l'altitude relative des terrasses de la Loire.

(13) Argiles: kaolinite exclusive; quartz 100 % à 1 mm.

2.3.1.Un canevas tectonique dominateur

Plus nettement que sur le versant oriental, le canevas tectonique commande la direction des couloirs et des vallées.

La surface sommitale, dans l'exact prolongement des plateaux des Hautes Chaumes est bien développée au Sud dans le massif des Allebasses et de Montchouvé. La rigidité de l'escarpement occidental s'explique par la présence du grand accident tectonique qui, de la géryze au Vertolaye et aux Allebasses d'Ambert parcourt le massif du Nord-Ouest au Sud-Est.

La disposition est symétrique du versant oriental: cet accident tectonique est l'équivalent de la faille de Chalmazel. Sur son compartiment abaissé, les massifs de Bessaloux peuvent être considérés comme des éléments de la surface sommtiale abaissée. La décroissance assez rapide des altitudes vers le Nord-Ouest au delà de Saint Pierre-la Bourlhonne pourrait évoquer un système basculé en touches de piano: de 1023 à Bessaloux, les altitudes s'abaissent à 973 mètres au Mouchet, 896 mètres au Grand Olmet. Ces éléments pourraient être l'équivalent de Morière et du Champ de la Clé sur l'autre versant.

Si le canevas tectonique est semblable, son exploitation par l'érosion est fort différente: plus qu'à l'Est, la zone de faille de la Géryze et du Vertolaye a été exploitée comme ligne de faiblesse par les vallées. Les modalités de l'exploitation de la trame tectonique ont été particulièrement étudiées par R. ETIENNE (1971 et 1979).

Selon cet auteur, la vallée de la Géryze suivrait non seulement une zone de fracture mais un véritable petit graben. Cette explication est ici plus plausible que pour le Lignon en raison d'une adaptation plus rigoureuse du tracé de la rivère à la tectonique. Toutefois, une objection pourrait être faite dans la mesure où le tracé aval, perpendiculaire à la direction de la faille présente une morphologie assez semblable au moins entre la Londiche et Mauriche. Le même fond plat et les mêmes replats latéraux s'observent dans cette partie du cours. Doit-on envisager ici la présence d'un autre graben selon un système de failles perpendiculaires au précédent?

Le fond plat de la vallée est bien respecté dans ce secteur et l'encaissement postérieur ne devient important qu'au débouché dela montagne: les replats latéraux apparaissent alors et R.ETIENNE (1971) a bien montré qu'ils ne sont pas dénivelés par la faille bordière à Chamaly (Fig.2.10).

Le raccord avec le piémont se fait à 690 mètres et ce dernier s'insinue donc dans la montagne selon un dispositif déjà évoqué dans le bassin du Lignon.

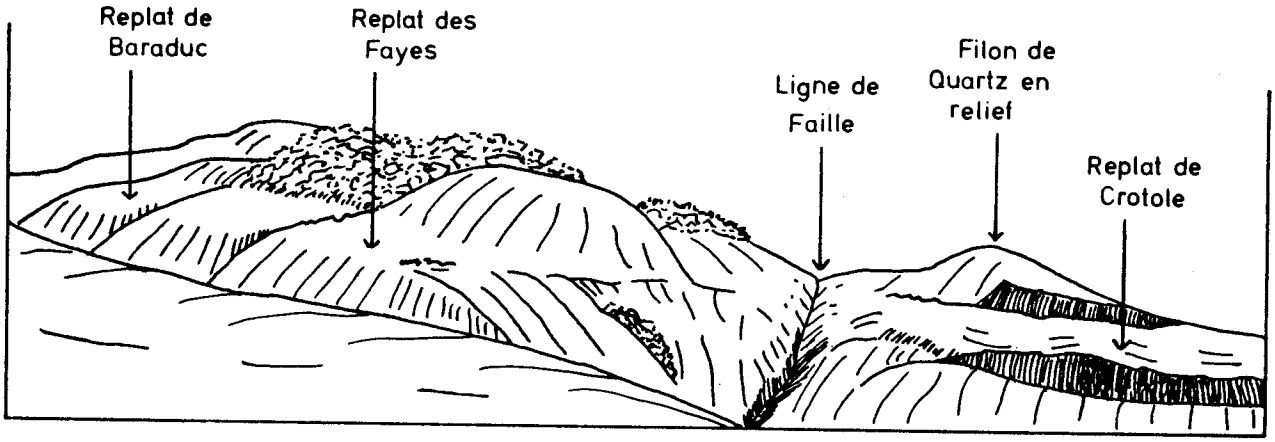


Fig. 2.10. LE VERSANT S DE LA VALLEE DE LA GERYZE (D'APRES R. ETIENNE, 1971)

2.3.2. Deux niveaux d'encaissement des vallées et alvéoles.

Les autres vallées présentent également un ou deux niveaux de replats latéraux.

La gorge de raccordement du torrent de Vertolaye entre Saint Pierre et le piémont comporte un niveau de replats en forte pente vers l'aval depuis le plancher de l'alvéole de Saint Pierre jusqu'au replat de 830 mètres (relai TDF de Vertolaye).

Dans l'alvéole de Valcivières, plus étendu, les faits sont encore plus explicites. Deux planchers sont identifiables: le premier à 1000 mètres d'altitude soutient les hameaux des Versades, du Puy, du Cheix de Valcivières et domine le second à 900 mètres seulement (Chef lieu, Thiollerette, Rimbaud). Ces deux niveaux se suivent dans la gorge de raccordement en aval de l'alvéole, le premier débouchant à 820 mètres au-dessus de Montgolfier, le second à 700 mètres endessous du même hameau et de la Garde. Ces deux niveaux entaillent également le versant jusqu'au parallèle d'Ambert et ils s'insinuent de la même manière dans le vallon menant au col des Pradeaux.

Les relations entre les deux niveaux apparaissent de nature cyclique pour l'essentiel: une reprise d'érosion est responsable de l'emboîtement du niveau inférieur. Localement, l'exploitation de différences lithologiques a pu être réalisée et les deux niveaux correspondent ainsi à des ensembles pétrographiques distincts permettant de qualifier ces replats de structuraux.

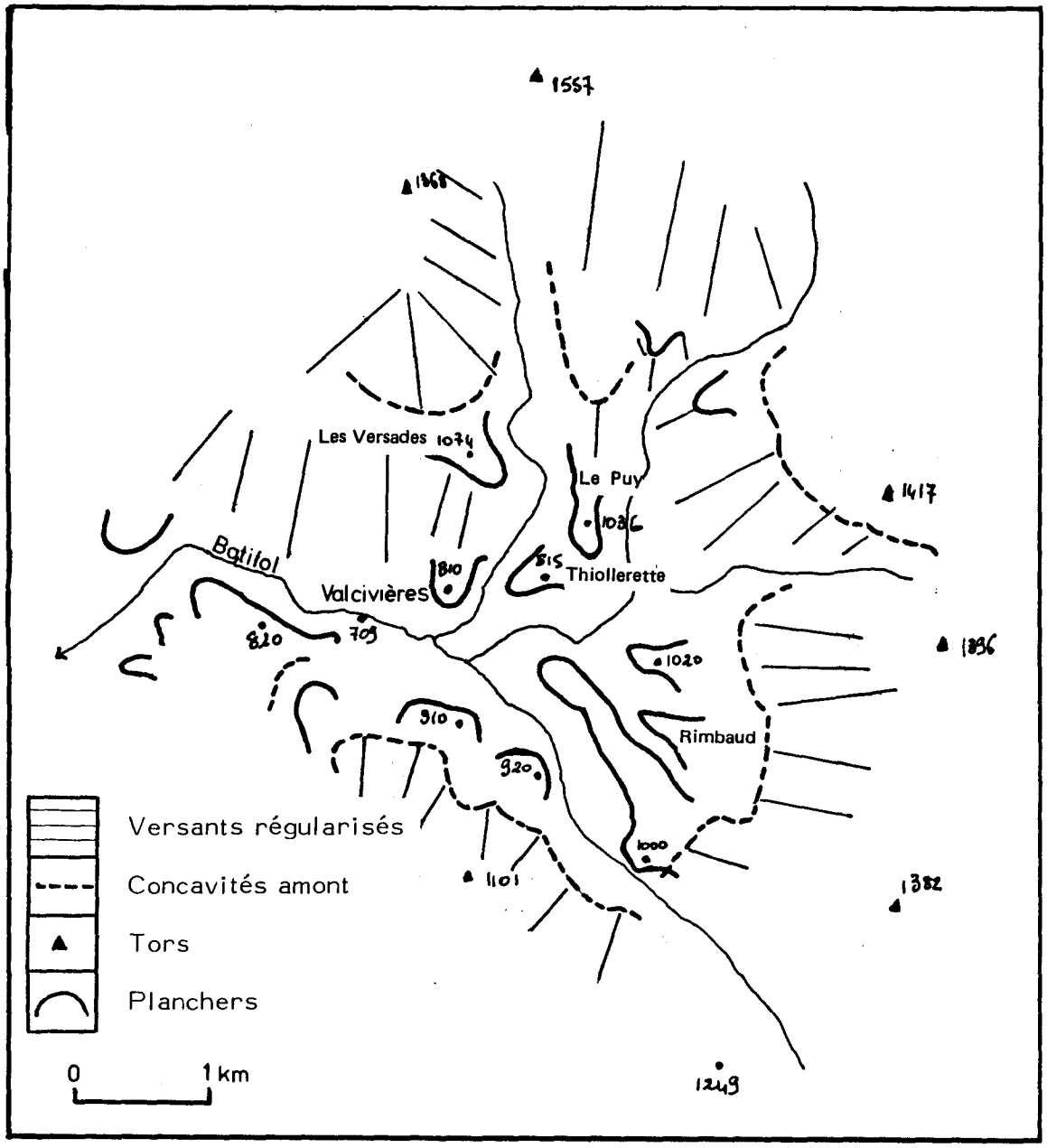


Fig. 2. 11. L'ALVEOLE DE VALCIVIERES

Le cas est bien réalisé sur le piémont d'Olmet au Nord. Le grand développement du piémont entre Vertolaye et Olliergues se révèle favorable plus qu'ailleurs à l'exploitation des différences de dureté entre le granite d'Olmet et les migmatites.

Ce piémont décrit par R.ETIENNE (1971) est traversé par la vallée de la Géryze: un niveau supérieur est bien représenté au-dessus de Narbonne par de vastes plans inclinés parcourus par la D.37 jusqu'à Chamaly: il est entièrement dans le granite d'Olmet. En aval de Narbonne, et 80 mètres en contrebas, des replats inférieurs se développent aux leiu-dits Montmarie, La Sauvedie et à la cote 597 au-dessus d'Olliergues: ils sont constitués des migmatites sombres, répliques de celles du versant oriental. En s'écartant de la vallée de la Géryze, les deux niveaux sont bien reconnaissables et constituent deux plateaux étagés, le premier à la Dolmaye et au communal de Rucheix (620-630 mètres), le second à Marat (535 mètres environ).

Cette disposition se poursuit tout au long de la Dore: au niveau inférieur, il faut rattacher les replats rocheux de rive droite entre Vertolaye et Ambert qui s'inclinent d'Est en Ouest; sur la rive gauche, l'étagement est bien représenté: les replats livradois vers 700-730 mètres, inclinés vers l'Est, se raccordent au niveau supérieur; le niveau inférieur n'est représenté qu'au droit d'Ambert à Pomeyrolles (Fig.2.12)

Par comparaison avec leversant forézien, il apparaît que l'évolution du relief est fort semblable dans ses grandes lignes. Les nuances sont pourtant suffisamment importantes pour donner un paysage différent.

- Le défoncement des alvéoles est beaucoup plus important: 300 mètres à Valcivières contre 100 mètres à Chalmazel, ceci bien que l'altitude du plancher sous la surface sommitale soit le même; la dissymétrie du massif se traduit logiquement ici.

- Il existe bien deux niveaux d'érosion le long des cours d'eau, mais, contrairement au versant forézien, c'est le plus récent, le niveau inférieur, qui est le plus étendu et le plus général; exploitant, comme sur le versant forézien les différences lithologiques, il remonte néanmoins beaucoup plus loin à l'intérieur du massif notamment dans l'alvéole de Valcivières.

- Il existe enfin un piémont beaucoup plus étendu et continu, piémont qui ne peut être ici -le doute n'est pas permis- lié à une surface infra-oligocène exhumée: le système de pentes du piémont est en gouttière vers la Dore alors que l'Oligocène pénètre en large golfe au pied de l'escarpement du Forez jusqu'à Job et peut-être même plus au Nord (Fig.2.12). Entre la Forie et Job, la surface du piémont recoupe à la fois l'Oligocène et le socle suivant un système de pente différent.

2.4. LE HAUT BASSIN DE L'ANCE.

C'est le dernier secteur original car, plus encore qu'à l'Est, les pentes y sont faibles et le modelé peu vigoureux. L'Ance participe au drainage de la surface sommitale qui s'étend fort loin vers le Sud en direction de Craponne-sur-Arzon.

2.4.1. Un couloir dans la surface sommitale.

La surface sommitale s'incline régulièrement de 1419 mètres aux sources de l'Ance (L'Oule) à 1270 mètres au droit de Saint Anthême, 1200 m à Eglisolles et 1030 mètres à Usson en Forez. Sur sa rive droite, la pente est un peu moins rapide: de 1400 mètres aux Allebasses, on est encore à 1350 m à Saint Anthême, 1150 m à Eglisolles et 1080 m à Usson.

Si le tracé général de l'Ance est conforme à la pente générale, l'existence

d'un couloir bien conservé parce que peu défoncé a suscité deux types d'explications.

La réalité du couloir est en effet frappante: à l'amont, c'est un chapelet d'alvéoles (Le grand génévrier, le Fayt...) dont les planchers se raccordent par une suite de replats à + 80 mètres au-dessus de la rivière. A partir de Saint Anthême, le couloir s'élargit, toujours à la même altitude relative au-dessus de l'Ance. Il atteint un kilomètre de large à Saint Anthême, trois à Eglisolles. Au Sud de cette dernière localité, il s'élargit encore, mais l'altitude du plateau qui le domine s'abaisse rapidement et l'Ance s'y encaisse davantage. Il est cependant encore bien développé en rive droite à Saint Julien-d'Ance, par un replat d'un kilomètre de large.

Comme le couloir du Lignon, il est partiellement fossilisé sous les laves, notamment au Grand Genevrier, mais surtout par la vase coulée de basaltes de Saint Julien-d'Ance longue de cinq kilomètres et qui fossilise des dépôts attribués à la sédimentation oligocène. Ce couloir est enfin accidenté par des reliefs résiduels dans sa partie aval et notamment par une butte de leucogranite et de quartz à Eglisolles (cote 1026) longue de 2,5 km, suivant une direction méridienne classique des filons de leucogranite dans ce secteur.

2.4.2. Fossé tectonique ou couloir d'érosion différentielle ?

C'est un fossé tectonique pour certains dont B. DU ROSELLE (1945); c'est en revanche un couloir d'érosion différentielle pour R. ETIENNE (1971).

Le choix entre ces deux thèses est difficile faute d'étude pétrographique et structurale complète dans ce secteur.

Le bassin-versant de l'Ance est situé dans la zone d'anatexie du Velay, donc dans le granite à cordiérite. Cette uniformité n'est interrompue que par l'axe des granites porphyroïdes qui arme, au Sud des Pradeaux et jusqu'à Médeyrolles, le rebord occidental de la surface sommitale. Cependant, selon les levés de A. GOURGAUD (1973) qui atteignent la rive gauche de l'Ance, une bande de migmatites est cartographiée dans l'axe de la vallée de part et d'autre de Saint Anthême. La présence de ce granite extravasé au sommet du talus raccordant le couloir à la surface sommitale souligne le contraste de dureté et pourrait être responsable de la vigueur de ce rebord. Ce granite extravasé à muscovite et sillimanite s'apparente aux leucogranites alcalins et présente une pétrogénèse tardive par rapport au granite à cordiérite.

Au Sud de ce secteur, le gisement d'anatexite se poursuit: les affleurements ont été relevés dans le couloir jusqu'à Craponne-sur-Arzon: mais dans l'état actuel de la cartographie, la continuité du gisement n'est pas certaine.

La sinuosité du tracé des escarpements bordiers du couloir, la présence de buttes résiduelles en son centre sont, faute de critère pétrographique plus assuré, des présomptions en faveur de l'érosion différentielle. Dans sa partie aval en revanche, l'aplanissement localisé, fossilisé par la lave, n'a fait que réaménager partiellement un fossé post-oligocène comme le prouve la conservation des sédiments en angle de faille sous la coulée. L'escarpement est remarquablement rectiligne et continu de Craponne à Saint Julien-d'Ance. Cette faille prolonge celle qui, au

Sud, limite le bassin de l'Emblavès du horst de Chaspinhac. Aucun niveau encaissé en contrebas ne peut être décelé: il ne faut pas s'en étonner dans la mesure où le niveau de base est fort éloigné. La conservation de replats latéraux est donc excellente dans la partie amont. Les niveaux de dégradation, localisés, n'apparaissent que dans la partie basse tout autour de la montagne de la Sainte Madeleine.

2.5. UN CLOISONNEMENT EXTREME: LE NORD FOREZ.

Le schéma du Nord forézien se caractérise par une combinaison complexe d'éléments caractéristiques du versant oriental et occidental.

2.5.1. Les alvéoles et leurs cloisons.

Entre Chalmazel et Noirétable, le relief est coupé par une ligne de hauteurs Nord-Ouest à Sud-Est qui culmine au Pic Pelé et n'est traversée que par l'abaissement du col de la Loge. Cette échine dissymétrique à versant raide tourné vers le Sud, domine l'alvéole de Jeansagnères et le couloir La Chamba-Le Brugeron au Sud, l'alvéole de Noirétable et de Vollore-Montagne au Nord.

Les phénomènes d'érosion différentielle et de tectonique se combinent pour créer un cloisonnement sans équivalent ailleurs.

Le couloir Brugeron-La Chamba répète les faits observés dans l'alvéole de Chalmazel. Le plancher, large de 500 mètres à un kilomètre, se développe au toit des granites de Chalmazel alors que le versant nord du col de la Chambonie est constitué par la granodiorite porphyroïde (B. BARBARIN, 1983) qui n'est autre que le granite porphyroïde décrit à Pierre-sur-Haute. Cette même granodiorite arme la partie centrale de l'échine au-dessus de la Croix du Ladret, constituant un prolongement du signal de Morière. Elle est en position structurale de "crêt" ce qui explique son allure dissymétrique. A la nuance de ce qui se passe au Sud, le granite d'anatexie n'apparaît pas et l'épaisseur de granodiorite est bien plus grande qu'à Morière. Il faut voir là les manifestations du plongement vers le Nord-Ouest des deux granites à mesure que l'on s'approche du corps principal des plutons.

Autre originalité, le secteur culminant du Vimont correspond au granite de l'Hermitage, leucogranite grossier tardif, à muscovite abondante et intrusif dans le pluton plus ancien.

L'érosion différentielle semble également guider l'extension de l'alvéole de Vollore-Montagne. Un faciès fin, à muscovite seule rappelant le granite de Chanserre sur le versant livradois arme les cloisons septentrionales et méridionales

alors que le plancher se développe dans un faciès grossier à deux micas de type Chalmazel.

Mais l'escarpement limitant l'alvéole vers l'Est ne correspond à aucun contact lithologique. Comme pour le versant occidental axé sur la faille et dans le rpolongement du grand sillon forézien, il faut ici supposer l'intervention d'une dénivellation tectonique pour expliquer une partie de l'escarpement, peut-être de l'ordre de 250 mètres entre les replats à 1100 mètres et le sommet du Grand Vimont.

Dans tous les cas cet alvéole, par sa dimension, par la complexité de son évolution morphologique associant étroitement érosion différntielle et tectonique ne peut être comparé qu'aux plus grands alvéoles et couloirs du massif, Valcivières et le Lignon. Il constitue, pour le Nord forézien, l'un des niveaux d'aplanissement localisés qui échancrent et aèrent le massif dans son ensemble.

2.5.2. La retombée sur le bassin de Noirétable.

Le Nord Forez domine par un escarpement vigoureux le bassin de Noirétable mettant un terme à la ligne de hauteurs isolant les bassins de la Loire et de la Dore. Il est évidé dans le granite de Saint Julien-la Vêtre. L'escarpement suit la faille dite de "l'Hermitage" qui met en contact le granite de Saint Julien-la Vêtre avec le granite de l'Hermitage. Cet accident "ductile majeur" (B. BARBARIN, 1983) sépare deux ensembles structuraux: le Forez et les Bois Noirs.

L'éventuel rejeu au Tertiaire de cet accident préhercynien n'est pas à exclure: il serait en effet présomptueux d'affirmer que l'essentiel de la dénivellation est d'origine érosive. L'évidement du granite de Saint Julien-la Vêtre dont il a été fait état ne déprime la cuvette que d'une centaine de mètres au Nord de Noirétable dans la région de Cervières. L'ampleur de l'escarpement de l'Hermitage est tout autre.(500 mètres).

Cependant, les arguments décisifs manquent sur le terrain dans la mesure où, contrairement aux secteurs plus méridionaux, on ne dispose pas là d'aplanissement suffisamment étendus et bien conservés pour étayer une reconstruction.

2.6. CONCLUSION.

La surface sommitale dérive d'un aplanissement généralisé bien conservé *sur lequel subsistent quelques reliefs résiduels; cet aplanissement apparaît presque*

"parfait". Faute d'altérites imputables à cet épisode, il est difficile de préciser le système morphoclimatique lors de son élaboration. Seuls les granites porphyroïdes et les diorites font saillie sur cette surface. Les leucogranites sont nivelés comme le granite d'anatexie.

Cette période correspond à une altération puissante certes, mais relativement homogène, où l'échelle de dureté est mal exprimée. ***C'est la dernière surface d'érosion généralisée qui puisse être reconnue.***

En-dessous, un niveau généralement bien développé correspond aux planchers des grands alvéoles et à des replats sur les deux versants et au Sud. Fréquemment fossilisé par des laves, en relation avec le réseau hydrographique actuel, ***cet aplanissement n'en reste pas moins localisé.*** *Des reliefs modérés dominent des replats. Leurs limites semblent dépendre étroitement de l'érosion différentielle. Sur ces replats, la morphologie ne montre pas la même monotonie que la surface sommitale. Les noyaux rocheux sains voisinent avec les panneaux arénisés.*

Plus bas encore, s'esquissent des replats emboîtés dans les précédents: il n'en ont ni la continuité ni l'ampleur; ils sont limités aux migmatities et se bloquent contre les granites. Ils ne prennent un développement notable que sur les piémonts, trop bas pour que les phénomènes périglaciaires les affectent.

3. LES PROBLEMES GENERAUX DU MASSIF FOREZIEN : LA PART DE LA TECTONIQUE ET DE L'EROSION DIFFERENTIELLE DANS LA MORPHOGENESE.

3.1.LES ELEMENTS PERMETTANT D'ASSURER UNE CHRONOLOGIE.

3.1.1. L'enseignement de la stratigraphie de la plaine du Forez.

La stratigraphie de la plaine du Forez est connue depuis les travaux de LEVERRIER responsable en 1886 de la rédaction de la première édition de la carte géologique de Montbrison. Cet auteur a attribué à l'Oligocène l'essentiel de la sédimentation. Depuis, de nombreuses recherches ont été conduites sur ce thème dont les résultats sont parfois contradictoires.

P. DUCLOS (1962) distingue 4 étages stratigraphiques superposés: à la base, les argiles rouges et sables feldspathiques affleurent en auréole à l'Ouest du bassin et forment le premier étage de l'Oligocène. Viennent ensuite les grès de Veauche sur la rive droite de la Loire et autour du Mont d'Uzore. Des sables quartzeux les surmontent mais ils sont mal connus. Des marnes vertes et des dolomies

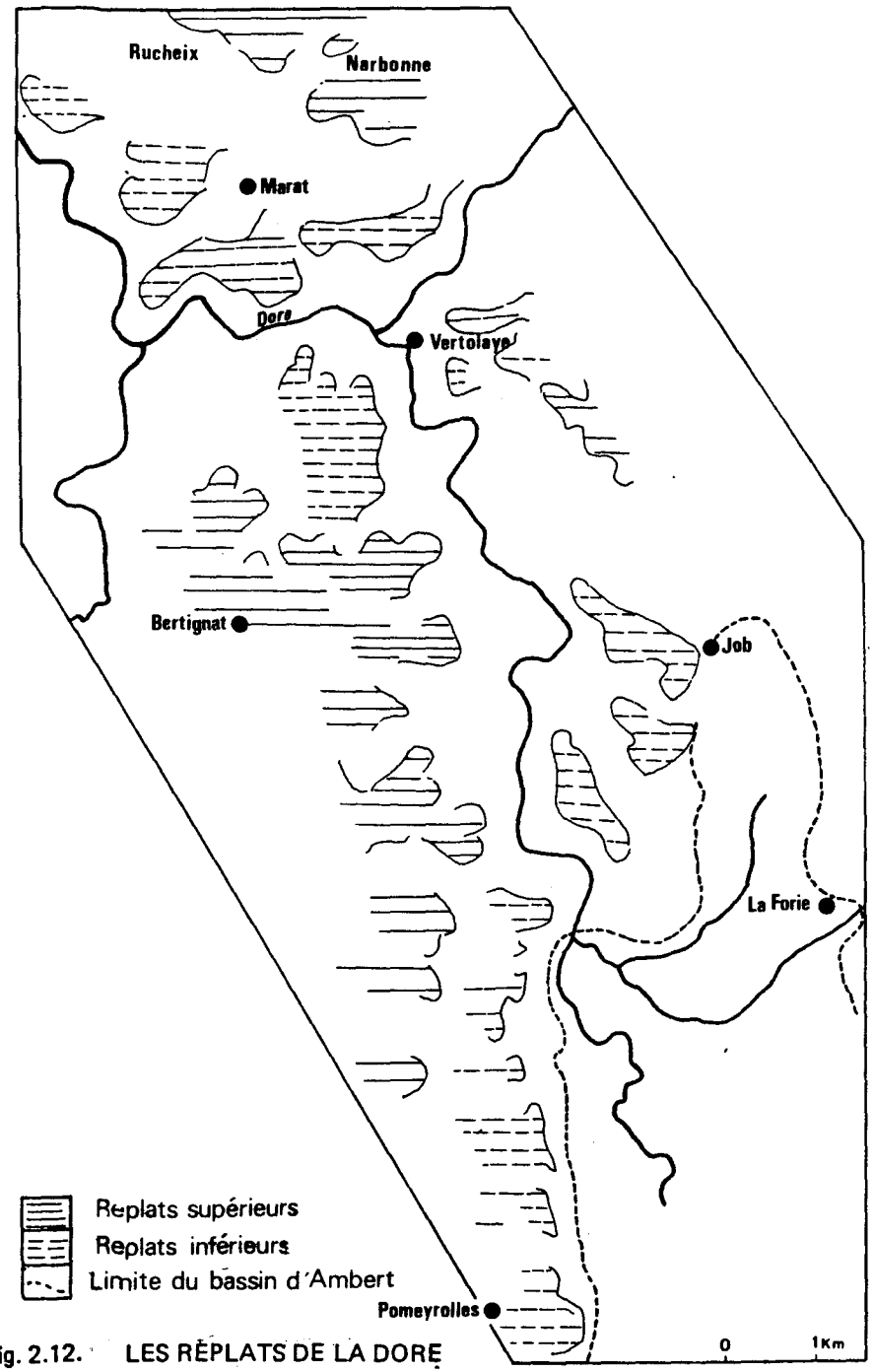


Fig. 2.12. LES RÈPLATS DE LA DORE

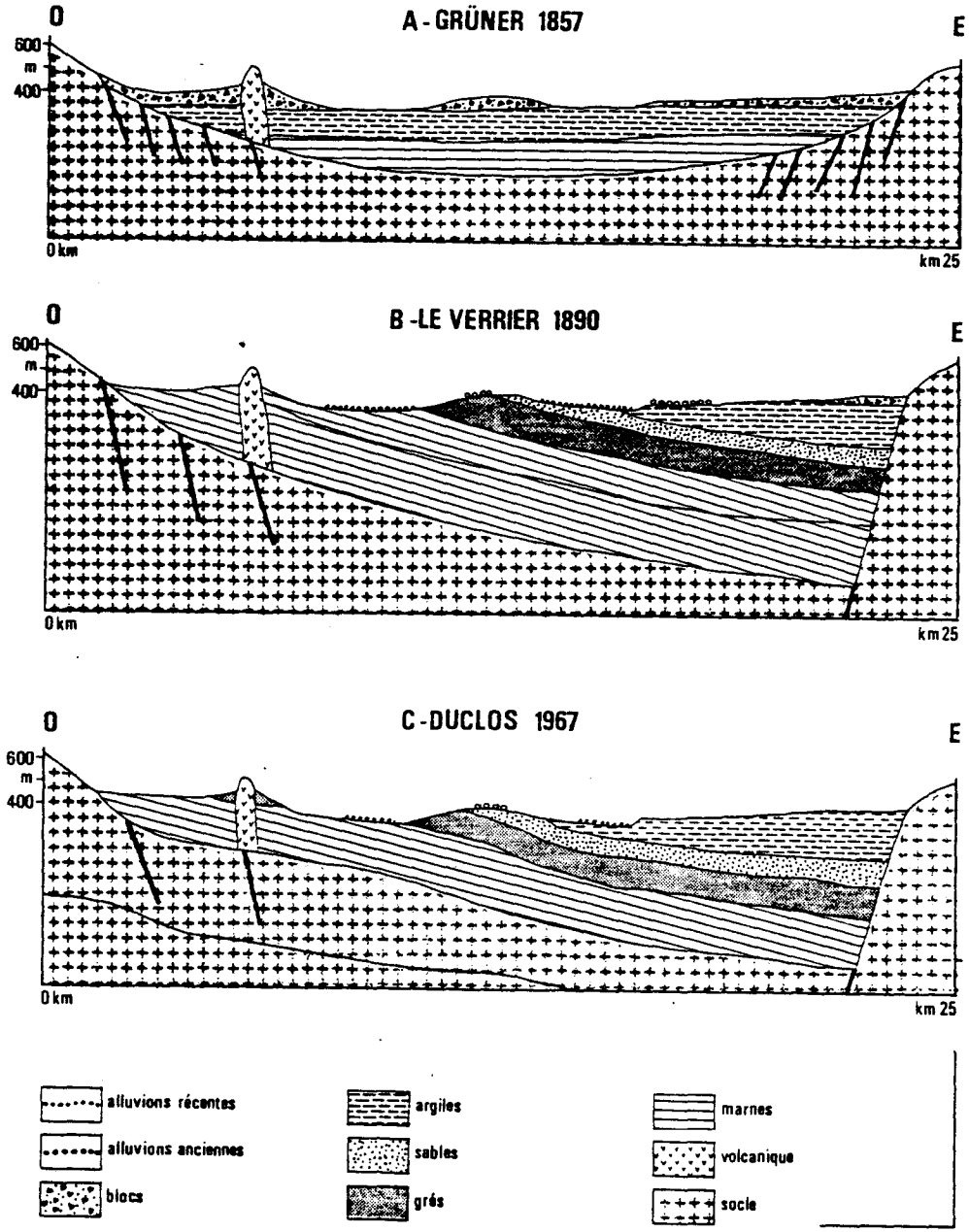


Fig. 2.13. INTERPRETATIONS GEOLOGIQUES DE LA PLAINE DU FOREZ

(D'APRES A. LE GRIEL, 1975)

à Cypris couronneraient la série séparées par une discordance nette. L'ensemble de la sédimentation serait oligocène.

F. TOMAS (1971) reprend ce schéma avec quelques nuances. L'apport le plus marquant est la caractérisation sédimentologique de chacun des étages, et l'approche de leur signification morphogénique.

L'étage de base se définit comme un mélange d'argiles kaoliniques et de sables quartzeux (malgré le nom de sables feldspathiques), traduisant un dépôt rhexistasique après une période d'intense pédogénèse. Cette crise, au climat de type "tchadien" (14) a fourni des dépôts fins: c'est la raison pour laquelle il ne pense pas possible de voir dans la formation de Pralong, la base de la sédimentation comme le faisait P. DUCLOS à la suite de P. GLANGEAUD (1910).

Les étages de sables gréseux et quartzeux montreraient l'installation d'un climat moyennement agressif mais où la minéralogie traduit une altération moindre du socle. (feldspaths plus abondants et illite.) Il rattache les conglomérats de Pralong à cet épisode et en déduit une phase tectonique importante. Après une phase d'érosion, F. TOMAS place les argiles et marnes qui, par leur minéralogie (montmorillonites) traduisent un climat "plus sec et tempéré". L'ensemble est tranché par une surface d'érosion qui a mordu sur le granite des bordures et qui est datée du Miocène.(Fig. 2.13.).

A. LE GRIEL (1975) modifie sensiblement le schéma: s'il voit toujours à la base les argiles rouges, il en réduit considérablement l'extension. Il définit cet étage comme exclusivement composé de sables quartzeux et de kaolinite; les formations d'argiles rouges du Nord-Ouest du bassin (autour d'Arthun notamment) étant considérées comme plus récentes.

Il refuse d'autre part d'admettre la succession grès de Veauche- marnes à Cypris, mais il y voit un même dépôt avec un faciès grossier de bordure et un faciès fin de décantation au fond du lac. L'ensemble daterait du Chattien. En discordance, des sables et argiles feldspathiques parfois rouge, parfois blanchis, constitueraient un dépôt miocène en discordance sur le reste accompagné d'un glissement de la subsidence au Nord-Ouest du bassin. C'est à cette crise qu'il faudrait rapporter les "conglomérats" bordiers: ils sont "contemporains ou immédiatement postérieurs aux premiers mouvements ayant mis en place les Monts du Forez".(15) L'encaissement des rivières et les premières terrasses alluviales seraient immédiatement postérieures.

Ainsi résumés, les enseignements de la plaine du Forez apparaissent bien contradictoires. Il est nécessaire de corréler ce qui peut l'être avec la morphologie de la montagne. En particulier, on pouvait attendre davantage sur la datation des épisodes tectoniques qui ont affecté les sédiments: leur âge reste fort imprécis malgré des progrès récents: seul l'épisode des marnes à cypris est calé avec suffisamment de certitude, les argiles rouge peuvent être aussi bien éocènes qu'oligocènes inférieures et les sables terminaux sont azoïques: leur assimilation aux sables du Bourbonnais ne résout guère le problème.

---

(14) Thèse p 56;
(15) Ibid. p 36.

3.1.2. Les autres bassins.

Les autres bassins qui bordent le Forez sont aussi mal connus que la plaine du Forez. Ils ne permettent pas d'apporter des élements supplémentaires.

Le bassin d'Ambert est comblé par des argiles et sables feldspathiques assimilés à ceux du Forez et A. LE GRIEL y a reconnu des formations grossières dont il fait l'équivalent des conglomérats de Pralong.(16)

Le bassin de Bas-en Basset n' a fait l'objet que de travaux anciens notamment par M. BOULE (1892). La sédimentation débute par des arkoses silicifiées assimilées à celles de Blavozy dans le bassin du Puy. Ensuite, l'essentiel de la sédimentation est constitué d'argiles bariolées et sables à passées grésifiées notamment à l'Ouest de Bas-en Basset. Cet ensemble serait assimilable aux grès de Veauche, donc à l'Oligocène moyen. Enfin, le Nord du bassin est couvert de formations à blocs et galets, attribuées à l'Oligocène par la carte géologique de Monistrol à 1/80000. En fait ces "conglomérats" granitiques à liant argileux sont assez comparables à ceux de Pralong. Le matériel est frais, riche en micas, les blocs sont sains ou désagrégés mais l'évolution géochimique n'est jamais poussée.(17) Faute d'analyses sédimentologiques plus précises, il n'est pas possible de proposer des interprétations plus poussées; l'intérêt essentiel de cette formation est de montrer un glissement vers le Nord-Ouest du bassin de la subsidence: l'Oligocène est surtout puissant au Sud sur les flancs de la Sainte Madeleine, les "conglomérats" au Nord.

3.1.3. L'enseignement du volcanisme.

Le volcanisme forézien est connu depuis longtemps mais il a fallu attendre 1969 pour qu'une étude pétrographique systématique soit effectuée avec un recensement des gisements et 1979 pour que les premières datations absolues soient proposées.

Ce volcanisme est surtout constitué de culots et de filons. On trouve rarement des coulées fossilisatrices qui pourraient constituer d'utiles repères pour l'évolution morphogénique.

D'autre part, tous les niveaux de la plaine sont traversés de filons de lave quelle que soit leur position stratigraphique. Il en est de même dans les Monts du Forez: on trouve des dykes et des necks sur tous les niveaux, de la surface sommitale aux plus bas. En revanche, aucun dépôt de la plaine ne comporte de galets de laves à l'exception de la formation de Pralong qui se singularise par ce biais des autres

---

(16) Communication orale.
(17) Cf M.C. LAURENT (1982) inédit.

sédiments. Toutefois, compte tenu de la rapidité de l'altération de ce type de matériel, cet argument ne peut être décisif.

Les datations absolues des coulées du Forez ont été données par J. HERNANDEZ et H BELLON (1980).

Mont d'Uzore 17,8 +/- 0,9 m.a.
Montrond 13,9 +/- 1 m.a.
Mont Supt 17,6 +/- 0,9 m.a.
Marcoux 49,8 +/- 2,5 m.a.
Sauvain 19,35 +/- 1 m.a.
Cordailleux 12,6 +/- 0,7 m.a.
Cezay 20,7 +/- 1 m.a.

Deux conclusions s'imposent à la lecture de ces résultats.

Le large éventail de durée de fonctionnement du volcanisme en Forez s'inscrit dans le cadre de l'ouverture du "rift avorté" du Massif Central depuis le début du Tertiaire (H. BELLON, 1978) sous l'influence d'une compression venant du Sud. A cette époque, il faut envisager les premiers mouvements tectoniques et notamment le début de l'effondrement de la plaine accompagné des premières émissions de lave.(Marcoux)

Mais le paroxysme du volcanisme semble se situer dans une fourchette encadrant le Miocène, époque où l'activité tectonique aurait pu être importante.

Outre cet intérêt génénral, on peut tenter plus précisément d'utiliser ces datations en replaçant les gisements dans leur cadre morphologique local.

3.2. SYNTHESE DE L'EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DU FOREZ AU TERTIAIRE

Le jalon chronologique le plus assuré apparaît être celui des replats et couloirs d'érosion du Lignon.

3.2.1. L'élaboration des alvéoles et couloirs.

Cet épisode peut être daté avec d'assez bonnes garanties de certitude grâce aux éléments suivants:

- **Ces replats sont fossilisés par les laves du Lignon datées:** les coulées sont très peu au-dessus des replats comme le montre la coupe et, par conséquent, il n'existe pas de risque d'erreur quant à l'attribution du replat à cet épisode. (Fig. 2.14).

-**Les dépôts corrélatifs de cet aplanissement pourraient être recherchés**

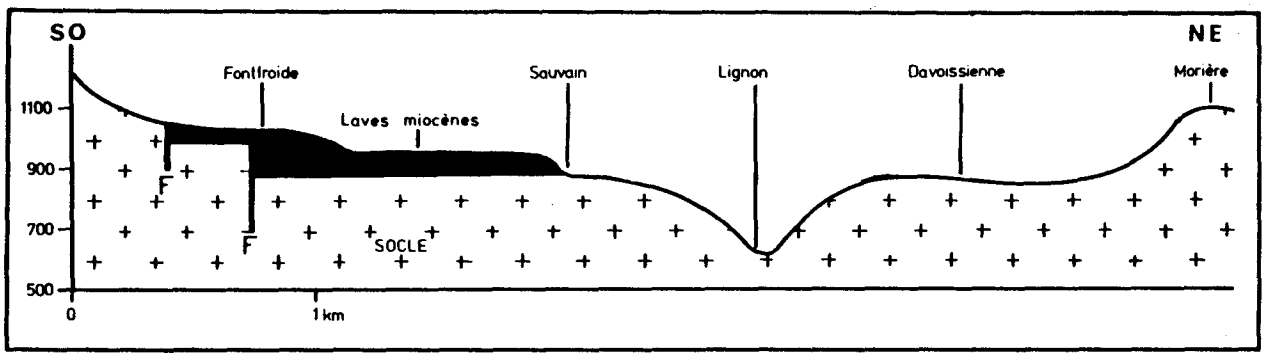


Fig. 2.14. POSITION MORPHOLOGIQUE DES COULEES DE SAUVAIN

dans l'épisode des sables discordants sur l'Oligocène; plusieurs arguments viennent appuyer cette interprétation. La datation des laves d'Uzore qui les tra versent est de 17,8 m.a.; leur dépôt est antérieur, tout comme l'aplanissement dans la montagne est antérieur à 19,35 m.a. La position discordante de ces sables sur l'Oligocène traduit, après un arrêt de la sédimentation, une nouvelle crise avec un système de pentes différentes. Le faciès des dépôts enfin, s'accorde assez bien avec un épandage fluvio-torrentiel en milieu plus ou moins aride étalé au débouché de la montagne. A. LE GRIEL (1975) parle en effet de "milieu ouvert, aux eaux moins profondes, parcourues par des courants puissants (...) sables et cailloux attestent d'une vive attaque des roches cristallines.

La granulométrie réduite de ces débris (sables grossiers et galets inférieurs à 10 cm) s'accorde bien avec le paysage tel qu'il peut être imaginé: il y avait certes des reliefs puisque l'aplanissement est localisé, mais la surface sommitale ne les domine que par un talus de 200 à 300 mètres de haut, déjà éloigné du bassin de sédimentation.

La richesse en feldspath traduit une altération chimique du socle modérée: le rapport quartz/feldspath reste inférieur à 2,3 et souvent proche de 1 pour des roches dont la composition modale est équilibrée également entre quartz, orthoses et plagioclases.

La présence de la formation de Pralong dans ce système de pentes modérées dans ce milieu paraît pour le moins, incongrue. A la suite de R. ETIENNE (1979) qui trouve "peu évidents" les rapports géométriques entre les "conglomérats" et les sables d'Uzore, *on ne peut retenir la thèse qui consisterait à en faire un faciès* de bordure des sables d'Uzore.

Le volume des matériaux déposés dans la plaine du Forez (100 mètres,

localement 150 mètres au maximum) est compatible avec l'idée d'un aplanissement important mais qui reste géographiquement localisé autour des grands axes de drainage, laissant d'importantes surfaces sous forme de plateaux résiduels. Cette épaisseur est bien moindre que celle de l'Oligocène (supérieure à 700 mètres) dépôt corrélatif d'une phase de dénudation beaucoup plus généralisée.

3.2.2. La surface sommitale.

La surface sommitale est antérieure à cet épisode des aplanissements localisés. Les certitudes s'amenuisent quant à son âge, mais il est logique d'y voir un épisode contemporain de la sédimentation de la plaine.

Le milieu qui caractérise le début de la sédimentation de la plaine à la fin de l'Eocène de type ferrallitique s'accorde assez bien avec la morphogénèse de la surface sommitale. La puissance et la durée de cet épisode sont sans commune mesure avec celui du Miocène. Il faut souligner **qu'il s'agit d'un aplanissement sur tout le massif, généralisé,** d'une pédiplaine à peu près parfaite. L'assèchement progressif du début de l'Oligocène permet le décapage des altérites et la mise en valeur des reliefs résiduels. Ces derniers ont une extension beaucoup plus réduite qu'au Miocène: il s'agit seulement de quelques buttes ou ensembles de buttes, d'inselberge. Leur conservation dans un milieu aussi peu propice à l'expression de formes d'érosion différentielle n'est pas sans poser de sérieux problèmes.Il est remarquable que sur l'ensemble du Forez, les granites porphyroïdes arment ces reliefs résiduels (Monthiallier, Pierre-sur-Haute, Puy Gros...) Rien dans la fracturation ne vient justifier ce comportement: mais la fracturation actuelle relativement dense, et bien mise en valeur dans les tors était-elle la même à l'Eocène avant les mouvements tectoniques et contraintes du Tertiaire?

La texture cloisonnée de ces granites peut être un facteur de résistance. Quant à la composition minéralogique, elle serait plutôt un facteur de faiblesse sous le climat tempéré, mais il n'est pas certain qu'il en soit de même sous des climats à affinités tropicales.(G. ROUGERIE,1969; A. GODARD 1963).

3.2.3. Les phases tectoniques.

Une première phase tectonique majeure doit intervenir à la fin ou plutôt après l'élaboration de la surface sommitale. Celle-ci est en effet dénivelée de 200 mètres par la faille de Chalmazel à l'Est, de 50 à 300 mètres par celle du Fossat à l'Ouest.

Sans nier que des mouvements aient commencé avant, on est contraint d'admettre que la phase tectonique qui a laissé la marque la plus claire dans le

paysage est postérieure à l'aplanissement principal. Les mouvements antérieurs sont même certains selon H. BELLON, (1978) qui place dès l'Eocène l'effondrement de la plaine du Forez en relation avec l'ouverture du rift du Massif Central. Ces mouvements n'ont cependant jamais créé de véritable relief au-dessus des bassins: le milieu morphoclimatique qui prévalait alors a permis, par son agressivité, l'effacement des reliefs à mesure de leur surrection.

Le premier paroxysme tectonique qui disloque la surface sommitale est donc situé entre le Chattien et le Burdigalien.

N'y a-t-il pas rejeu des failles après la phase d'aplanissement miocène? R appelons là qu'il s'agit de la thèse soutenue par R.ETIENNE (1979): "les replats franchissent la faille majeure du fossé occidental sans être dénivelés"(18) Il est vrai que le cas dela Géryze est particulièrement démonstratif: le piémont de Narbonne prolonge exactement les replats de Baraduc à 660 mètres d'altitude environ avec une forte pente vers l'aval de 4° environ. On peut légitimement se demander si cet exemple a une valeur générale pour l'ensemble du massif.

Plusieurs constatations laissent penser qu'il s'agit là d'un cas particulier. Elles sont au nombre de quatre.

- Dans l'alvéole de Chalmazel, la base de la coulée de Sauvain se trouve basculée vers le Sud-Ouest puisque, au village, sa base est à 930 mètres et qu'elle n'est plus qu'à 890-900 mètres au contact de la faille. Or selon J. HERNANDEZ (1972), l'écoulement des laves se faisait vers le Nord-Est comme en témoignent les lambeaux conservés à Grand Ris. De plus, des lambeaux de cette coulée sont perchés sur la lèvre occidentale de la faille à 1027 mètres au lieudit le Roue (Fig. 2.14)

- Au Nord, toujours le long de la faille, un examen attentif des replats de part et d'autre, révèle un décalage systématique des altitudes. Sur la rive gauche du Lignon, le plancher du couloir est jalonné par les cotes 951 au Surdet, 968 au Gourre, 961 à Diminasse; sur la rive droite, par les cotes 997 à Goure, 985 à l'Ouest de Chalmazel, sans que ces différences, faibles il est vrai, puissent s'expliquer par la simple inclinaison normale des replats vers le centre du couloir.

Il semble bien que ce décalage ne puisse s'expliquer que par le rejeu, faible certes, de la faille d'une trentaine de mètres environ: c'est peu par rapport aux 160 à 200 mètres du jeu pré-burdigalien, mais ce n'est pas négligeable.

- Au contact avec le piémont occidental, les replats aboutissent à une altitude croissante du Nord-Ouest au Sud-Est au-dessus de la vallée de la Dore et du bassin d'Ambert. S'ils débouchent effectivement au niveau du piémont au droit de la Géryze comme le note R.ETIENNE, ils sont perchés à 830 mètres d'altitude à Vertolaye, 850 mètres à la Forie.

Cette dernière pente peut être considérée comme la pente d'érosion de

(18) Thèse page 124.

l'amont vers l'aval; en revanche, le décalage croissant avec le versant forézien vers le Sud est difficilement explicable sans faire intervenir un basculement tectonique, donc un rejeu de la faille bordière en touche de piano vers le Nord.

- La dernière constatation est la position des replats au-dessus de la plaine du Forez: les replats miocènes débouchent vers 750 mètres à Marcoux, face au Mont d'Uzore, 760 à Faury au-dessus de Montbrison, 820 à Bard. Or, dans la plaine, A. LE GRIEL estime que la sédimentation miocène n'a pu dépasser 500 mètres d'altitude. Le sommet de la sédimentation constitue une surface inclinée vers le centre de la plaine à 480 mètres d'altitude. Le décalage entre la partie de cette surface reconstituée dans la plaine et les replats de la montagne (Fig.2.15) ne peut s'expliquer sans un rejeu de la faille bordière.

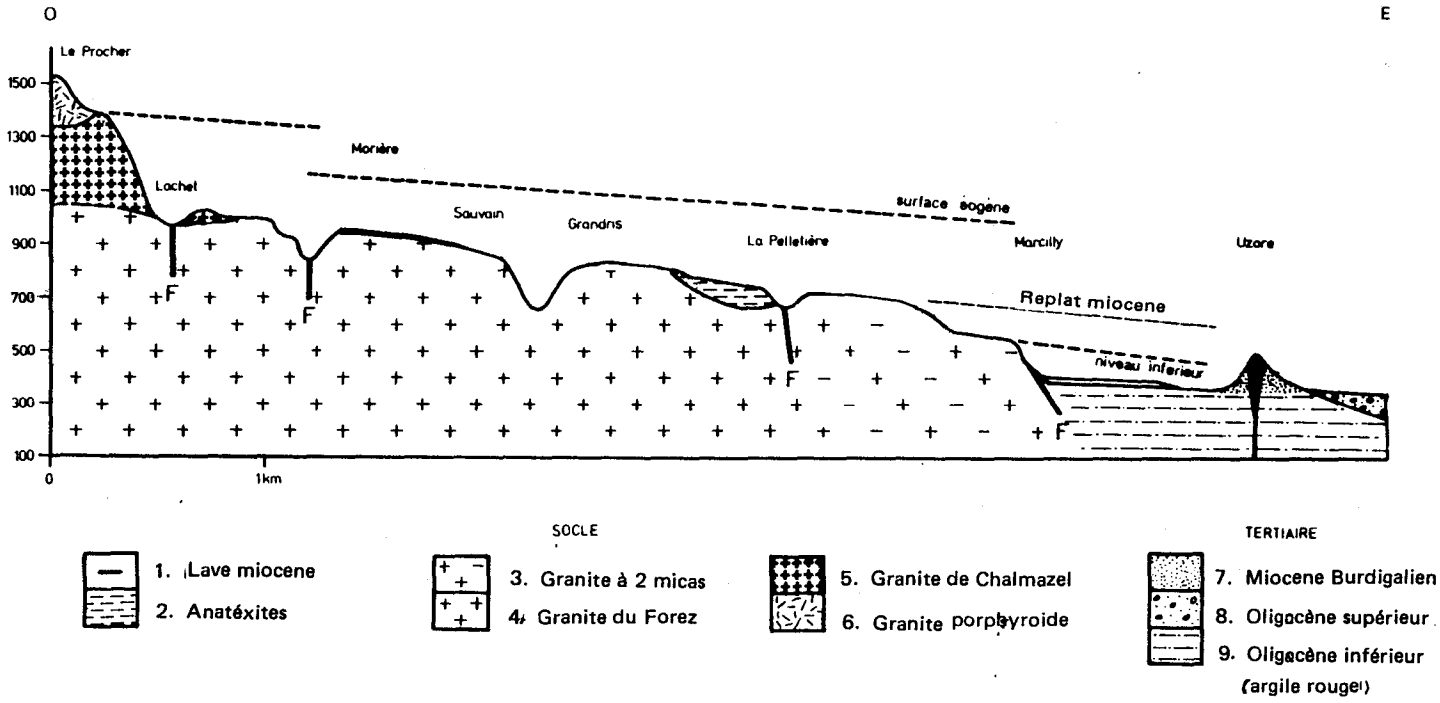


Fig. 2.15. APLANISSEMENTS ET SEDIMENTATION SUR LE VERSANT ORIENTAL FOREZIEN

Toutes ces remarques conduisent à envisager non seulement un jeu de basculement, de "flexure", mais également des rejeux de faille localisés. La période immédiatement postérieure aux replats est marquée par de très importantes venues volcaniques (Sauvain, Mont d'Uzore, Mont Supt...) Il serait très étonnant qu'aucun mouvement volcanique n'accompagne ce volcanisme, surtout si, à la suite de H. BELLON (1978), on en fait la résultante d'une distension de l'écorce.

Rien ne permet de préciser davantage l'âge de cette phase tectonique dans l'état actuel des travaux menés dans les bassins. Si elle s'est indéniablement traduite par un soulèvement d'ensemble du massif, les mouvements différentiels de blocs n'en sont cependant pas exclus.

3.2.4.Les ultimes phases de morphogénèse avant le Quaternaire

Le dernier jalon morphologique dont nous disposons est l'aplanissement localisé inférieur. Les mouvements tectoniques ont cessé lorsque se développe en contrebas des aplanissements miocènes ce nouvel épisode.

Défini le long des cours d'eau, sur le piémont occidental comme sur le piémont oriental, il présente de grandes analogies de formes et de processus avec l'aplanissement miocène. **Il est cependnat moins achevé et encore plus étroitement limité aux secteurs pétrographiquement moins résistants.** On ne dispose pas ici de jalon chronologique sûr. La fourchette temporelle est donnée par saposition topographique en contrebas des replats miocènes et au-dessus des plus hautes terrasses alluviales et cônes torrentiels.

Aucun dépôt corrélatif n'est attribué à cet épisode; certes le volume des matériaux déblayé est moindre qu'au Miocène, mais le replat mord largement sur le socle à trois reprises:

- dans le secteur de la cuvette de Prélion aux dépens des tufs anthracifères: il est bloqué contre la faille de l'Hermitage;
- à Say et Maure où il domine la formation de Pralong;
- au Sud de Montbrison, les replats sont très étendus sur les communes de Lézigneux et Saint Georges-Haute-Ville; ils sont bloqués à la limite du granite à biotite et des migmatites et sont eclusivement développés sur ces dernières.

Il est plausible d'admettre qu'une partie importante des débris ait été exportée mais il est peu vraisemblable qu'aucune trace n'en subsiste dans la plaine.

Des dépôts fossilisent partiellement ce replat au Sud: il s'agit des sables de Bazourges décrits par F. TOMAS (1971) (19) et sur lesquels, curieusement, A. LE GRIEL reste muet. Sur la carte des glacis de Bazourges, il reprend la thèse inacceptable des argiles de base (20): les sables ne sont pas en effet exclusivement quartzeux.

La langue de sable gréseux des Tourettes s'avance en éperon sur le rive droite de la Curraize. F. TOMAS y voyait un faciès gréseux des argiles de base; A. LE GRIEL ne la distingue pas des dépôts miocènes alors que cet apport s'individualise à la fois morphologiquement et sédimentologiquement. Non seulement il est continuellement en saillie, mais il est plus pauvre en argile et plus riche en quartz. On comprend donc assez mal cette assimilation alors que les rapports quartz/feldspaths sont très différents (5,6 contre 1 à 2).

On aurait peut-être dans ces deux formations des dépôts corrélatifs de cet épisode d'aplanissement localisé inférieur.

---

(19) Thèse page 88
(20) Thèse page 221.

En revanche, il semble exclu de faire de la formation de Pralong un dépôt corrélatif de ce niveau: elle est la plus développée précisément là où les replats sont les moins étendus et surtout elle est encaissée dans des ravins en contrebas de ce niveau. Elle fait suite à une phase de creusement importante puisque sa base atteint la cote de 440 mètres au village de Pralong. Elle ne peut donc s'être mise en place qu'après l'évidement de la cuvette à l'Ouest du Mont d'Uzore jusqu'à cette altitude, c'est-à-dire peu au-dessus du fond actuel de la cuvette à 380 mètres. Cette formation que l'on peut rapprocher de formations similaires aux Alliés et des hauts cônes du versant occidental (La Volpie) exige la présence de pentes vigoureuses. L'intense dissection du Pliocène pourrait en être la cause qu'il y ait eu ou non soulèvement concommitant du Nord du Forez. On ne peut de toute manière, rajeunir cette formation au-delà des plus hautes terrasses du Lignon qui se développent à Boën à partir de 420 m d'altitude.

On quitte alors l'héritage tertiaire pour entrer dans les effets des crises froides quaternaires.

CONCLUSION

L'évolution morphogénique tertiaire s'inscrit dans le schéma suivant: la dernière surface d'érosion généralisée paraît être éogène, plus précisément de la fin de l'Eocène jusqu'au Stampien et au Rupélien. Il faut comprendre cette surface comme le résultat d'une multitude de retouches successives liées aux oscillations climatiques de cette longue période. La durée explique l'achèvement de l'aplanissement qui n'a laissé que de rares reliefs résiduels. La tectonique fini-oligocène a morcelé la surface en blocs indépendants qu'a mis à profit la crise burdigalienne pour créer des aplanissements localisés de type pédimentaire. Une seconde phase tectonique, de moindre ampleur cependant, avec une grande part de gauchissements déforme ces couloirs et alvéoles; en contrebas, des niveaux inférieurs se développent lors d'une crise climatique plus réduite en durée et dans ses effets. C'est la dernière phase d'aplanissement en roche dure: la dissection l'emporte ensuite interrompue par des phases d'accumulation torrentielles et d'aplanissements localisés en roche tendre.

Chapitre 3
L'héritage morphologique tertiaire du Pilat et du Vivarais.

Contrairement au massif du Forez, les massifs de la bordure orientale n'ont jamais fait l'objet d'une reconstitution de leur évolution géomorphologique au Tertiaire. Dans son travail de thèse, H. BAULIG (1928) lui-même, ne consacre que 10 lignes à la bordure orientale entre le Gier et l'Eyrieux. Seuls, les problèmes du piémont rhodanien ont été abordés de manière plus précise d'abord par J. PELLETIER (1953) puis P. MANDIER (1984). (1)

L'héritage tertiaire est particulièrement délicat à mettre en évidence dans ce secteur. Les formes sont moins bien conservées en raison de la dissection plus poussée sur le versant rhodanien et d'autre part, la diversité pétrographique plus grande permet à l'érosion différentielle de s'exprimer davantage, mais rend plus délicate la conservation des surfaces planes. Pour cette raison, dans de nombreux secteurs du Pilat et des massifs vivarois, l'existence de témoins d'une surface sommitale généralisée au massif n'est pas une évidence et doit être démontrée. Cette évidence n'existe que dans les secteurs du Pilat granitique. Ailleurs, il convient de rechercher à partir de quelle topographie se sont développées les diverses étapes de la dissection.

Un examen, aussi rapide soit-il de la topographie montre que dans tous les massifs, du Crêt de la Perdrix au Nord à Devesset au Sud, les couvertures métamorphiques claires forment les points les plus élevés dominant les massifs granitiques.

---

(1) H. BAULIG (1928) Thèse à la page 342.

1. LE MODELE DES SOMMETS

1.1.LES COUVERTURES METAMORPHIQUES

L'étude structurale a montré quelle était la disposition des couvertures métamorphiques (2). Les formes du terrain reflètent le plus clairement la disposition structurale dans la partie septentrionale du massif où les contacts sont bien exprimés topographiquement.

1.1.1. Le massif du Pilat

La couverture métamorphique se présente en position monoclinale vers le Nord. Elle forme un crêt ou plus précisément une pseudo-cuesta au-dessus du plateau granitique. L'ensemble des formations métamorphiques -gneiss oeillés, gneiss leptyniques médians,gneiss sombres et anatexites de base forment un escarpement bien visible du Crêt de la Perdrix au Crêt de l'Oeillon (Fig.3.1.). Ce talus structural dont le sommet atteint 1400 mètres, se termine à 1120 mètres sur un replat jalonné par la D.8. et taillé dans les terrains du substrat sombre. Ces derniers sont, pour l'essentiel, les anatexites sombres à l'Ouest et le granite hétérogène sombre à l'Est.

A l'Ouest et à l'Est, les termes supérieurs de la série métamorphique disparaissent et seules, les anatexites claires forment la pseudo-cuesta au Bois Grézé et au Pic des Trois Dents. Dans le détail, cette pseudo-cuesta est double: un replat correspond à l'affleurement des anatexites claires de base.

Dans ce secteur, la topographie s'explique par la seule action de l'érosion différentielle et il n'est pas besoin de faire intervenir la tectonique tertiaire: il n'est même pas possible de le faire car toute faille au pied de la couverture métamorphique serait décelable dans cette structure monoclinale.

Les plateaux au Sud du Bessat qui naissent au pied de l'escarpement à la Croix-de Chaubouret et les replats qui les prolongent à l'Est apparaissent comme des surfaces structurales révélées au moins dans leur partie amont.

Au Nord-Ouest du Bessat, la surface du plateau se développe partiellement dans les anatexites claires de base à 1170 m au Sud-Est: l'ensemble s'abaisse en direction du Nord-Ouest à 1040 m au plateau de la Barbanche sur la D.8. Les points hauts de la topographie sont ici les gneiss sombres à amphibolite qui se comportent comme des terrains résistants (Les chirouzes, la goutte de la Gerbe). C'est le contact

---

(2) Cf Chap. 1.

entre les gneiss sombres et les anatexites claires de base qui est ici révélé.

Cette situation n'est pas exclusive: la couverture leptynique caractérisée par sa richesse en minéraux clairs et par l'absence de biotite est parfois trop mince pour permettre à l'érosion différentielle de s'exprimer: c'est le cas à l'Ouest de Planfoy où le plateau de la République tranche à la fois le substrat et la couverture.

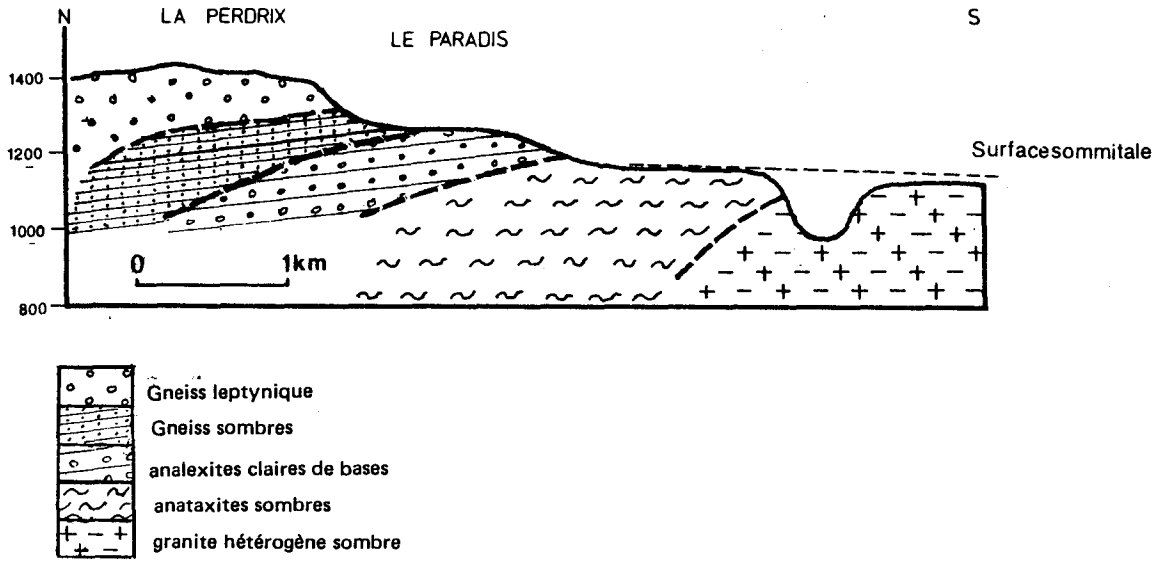


Fig. 3.1. LE VERSANT MERIDIONAL DU PILAT.

1.1.2. Les couvertures métamorphiques vivaroises.

Un schéma parallèle se développe dans la couverture dite "du Pyfara". La synforme métamorphique arme la masse de la forêt de Taillard, du Pyfara et du Grand Felletin qui représentent les plus hautes surfaces au-dessus de 1300 mètres sur la bordure orientale -au moins dans les limites de l'étude-.

La corniche, localement plus ou moins bien exprimée domine à l'Est du Pyfara les plateaux de Burdignes où s'étend le substrat sombre.

Les anatexites sombres dessinent un éventail de replats étendus et assez bien conservés autour de l'ensemble métamorphique qui les domine par des formes peu vigoureuses surtout à l'Est (La Blache Pécou et la Catara): une semelle particulièrement épaisse de gneiss sombres atténue le contraste de dureté entre le substrat et la couverture.

Au Sud, en revanche, au Sud de la vallée de la Cance, la corniche est bien exprimée. Au-dessus de Monestier, le long de la D.570, la pseudo-cuesta est puissante de 200 mètres et continue de La Charousse à la limite du département de la Loire. Au Sud de ce dernier col, l'escarpement garde la même vigueur mais les replats à son pied sont réduits à de simples crêtes d'interfluves par la dissection des affluents de la Cance jusqu'au Col de Baraques.

Sur le versant occidental, les couvertures métamorphiques dominent également les plateaux de Saint Julien-Molhesabate développés dans le substrat sombre. S'il n'existe pas à proprement parler de corniche sur ce versant, il existe un talus de 250 à 300 mètres de dénivellation de direction méridienne. Il est clair, et la photographie aérienne le confirme, que le contact entre le substrat et la couverture se fait par un accident tectonique méridien. Peu d'arguments permettent de retenir ici l'un des termes de l'alternative, escarpement tectonique ou de ligne de faille: la présence cependant du massif du Cervier en position altitudinale intermédiaire (1180 mètres) à l'Ouest de l'accident méridien, massif taillé dans les gneiss supérieurs de la couverture pourrait s'expliquer par un jeu récent de l'accident qui aurait abaissé de 1380 m à 1180 m son compartiement occidental. Dans cette hypothèse, la partie méridionale de l'escarpement au Sud de Clavas aurait une origine composite selon un schéma proposé à Chalmazel, un évidement d'une centaine de mètres s'ajoutant aux 200 mètres de rejeu de la faille pour expliquer les 300 mètres de dénivellation entre le replat de Saint Julien-Molhesabate et le sommet du Felletin.(Fig.3.2.)

Le massif de la Roche des Vents, en raison de son caractère trop oriental, n'a pas conservé de traces d'aplanissements et il est difficile, dans ce secteur, de reconnaitre des influences structurales. Nénamoins, un crêt se dégage nettement à la Combe Noire au-dessus d'une vaste surface à 1200 mètres qui s'abaisse vers la Louvesc à 1180 mètres et la Serre de Sarredier à 1150 mètres.

Le massif de Devesset domine également quelque peu la surface sommitale qui est à 1120 mètres à Saint André-en Vivarais et 1095 mètres à Saint Agrève.

Si les couvertures métamorphiques dominent inégalement les plateaux taillés dans le substrat, il n'existe pas d'exemple où la couverture apparaisse topographiquement déprimée. Au Sud de Saint Etienne, cependant les contacts sont nivelés jusqu'aux micaschistes compris, par toute une série de replats qui sont aujourd'hui dégradés et disséqués mais qui peuvent être reconstitués.

L'existence d'aplanissements au pied de la couverture métamorphique, dominée par les reliefs résiduels de celle-ci apparaît donc comme un fait général. Ces reliefs résiduels sont dans les niveaux clairs de la couverture voire même parfois, là où ils existent, dans les micaschistes: le bois du Boeuf domine les plateaux du Bessat et surtout, la Roche de la Rivoire à 1093 mètres domine le plateau du Sapey, prolongement extrême vers le Nord-Ouest du plateau général.

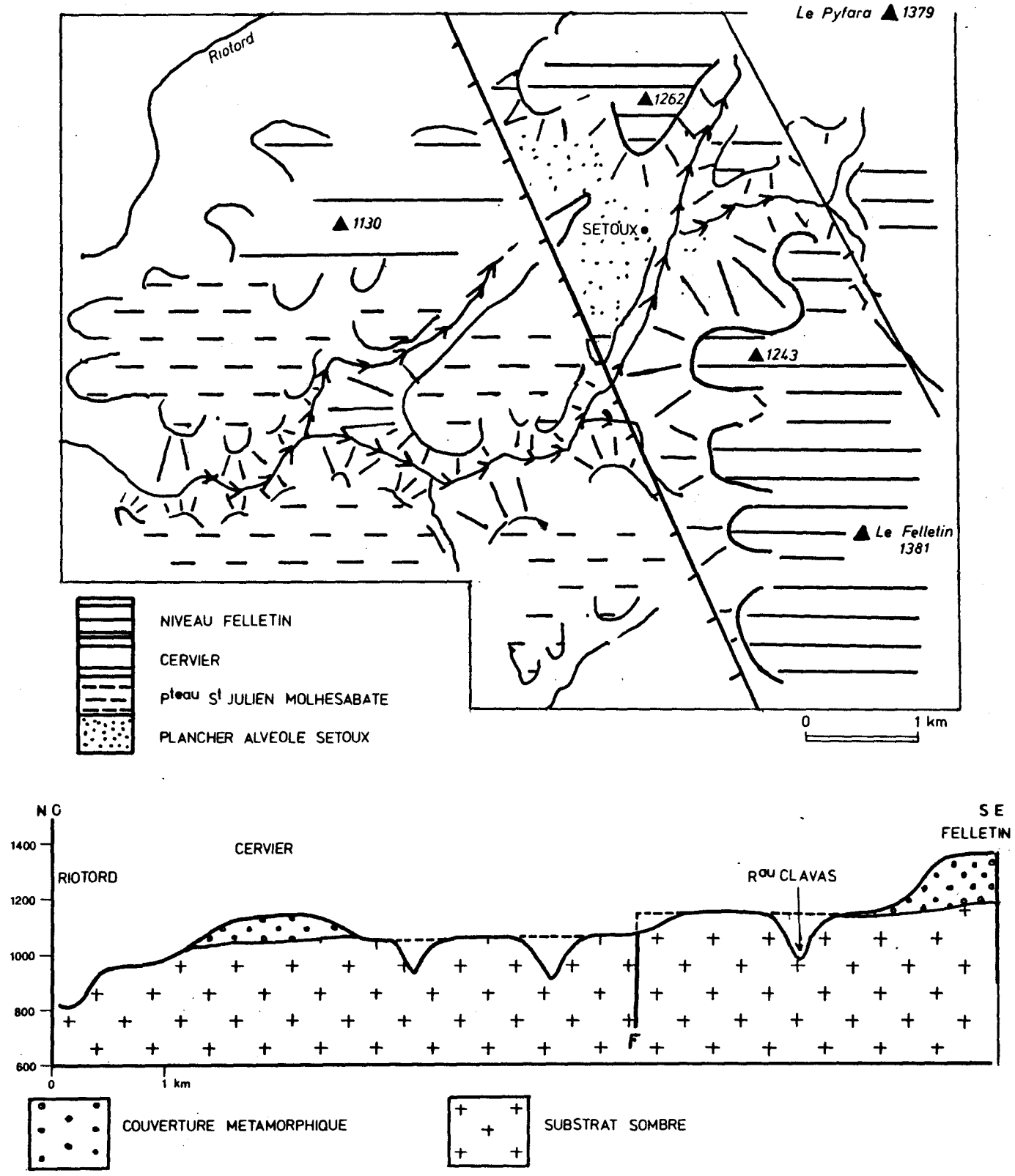


Fig. 3.2. LE VERSANT OCCIDENTAL DU FELLETIN

1.2. L'EROSION DIFFERENTIELLE DANS LE SUBSTRAT

Entre le Pilat et le Pyfara, la couverture disparaît et le plateau nivelle le substrat.

Deux niveaux distincts sont reconnaissables: le premier s'étend vers 1075 à 1050 mètres au plateau de la République. Il est taillé dans les anatexites sombres et localement, dans les granites hétérogènes sombres; au Sud, ses prolongements sont troués d'alvéoles comme ceux de Marlhes, Saint Genest-Malifaux, Saint Regis-du Coin ou Riotord. Ce niveau se raccorde au Sud, aux plateaux de Saint Julien-Molhesabate déjà signalés.

Il s'agit donc d'**un niveau généralisé qui cerne le massif à l'Ouest.**

Au-dessus, un nouveau plateau, ou plus justement trois sommets le dominent de 200 mètres environ: le plateau des Grands Bois au Nord du Col de la République, le Panère et le Chaussitre. Ces massifs correspondent partiellement à une large amande de granite homogène, le granite du Grand Bois de J.L. PITTION (1971)faciès du granite d'anatexie.

Deux explications à l'existence de ces reliefs peuvent être proposées: selon un schéma envisagé en Forez, l'érosion différentielle pourrait être responsable de la mise en creux des anatexites par rapport au granite; les caractères pétrographiques des deux roches rendent cette hypothèse plausible: les anatexites sont plus sombres, plus hétérogènes que les granites. La seconde explication vise à faire un seul et même niveau dénivelé par faille , dont la partie soulevée a été assez fortement démantelée pour qu'il n'en reste que des témoins isolés. Cet accident devrait être relativement ancien car l'escarpement limite est assez sinueux.

La faille existe entre Marlhes, la Digonnière et le Bessat où elle met en contact les anatexites et le granite; plus au Nord, elle est jalonnée par des mylonites au Pas de Rot et au Sardier. Les alignements de vallons la suggèrent également à l'observation des photographies aériennes. Mais ces remarques n'apportent pas la preuve d'un talus d'origine tectonique.

Il existe des replats bordant à l'Est le massif du Panère et du Chaussitre notamment au Col de la Croix-de Caille et à Gimel vers 1180 mètres d'altitude, aux Confins vers 1172 mètres à la Roche Sarrazine et le long de la D.29, en bordure de la Bétonnière. D'autres s'insinuent entre le Panère et le Chaussitre, le long de la vallée de la Dunières. Leur présence est un argument en faveur de l'érosion différentielle qui aurait progressivement rongé le granite.

Cependant, l'altitude de tous ces niveaux est décalée par rapport au plateau de la République de près d'une centaine de mètres, c'est-à-dire de la dénivellation qui sépare le plateau du col du même nom. Cette disposition est une forte présomption en faveur du jeu de la faille bordière des massifs granitiques d'une petite centaine de mètres. L'escarpement, ici aussi, serait composite.

L'évolution du relief doit donc être reconstituée comme suit: un seul niveau laisse subsister des reliefs résiduels sous la forme de lourdes croupes dans les secteurs où la tendance granitique du substrat est la plus affirmée. L'achèvement de l'aplanissement est assez poussé pour que ne subsistent que quelques dômes complètement entourés par ce niveau général qui, localement, s'insinue en couloir entre les reliefs résiduels et dont les replats de la Dunières sont l'héritage direct.

Dans une seconde étape, le jeu de la faille bordière décale cette topographie déjà complexe avec les plateaux occidentaux, provoquant notamment au-dessus de Marlhes, le perchement des replats qui prolongent les couloirs de la Dunières au-dessus du plateau de la République. Ce jeu est également responsable de l'inégal défoncement suivant les lèvres de la faille . (Fig.3.3.)

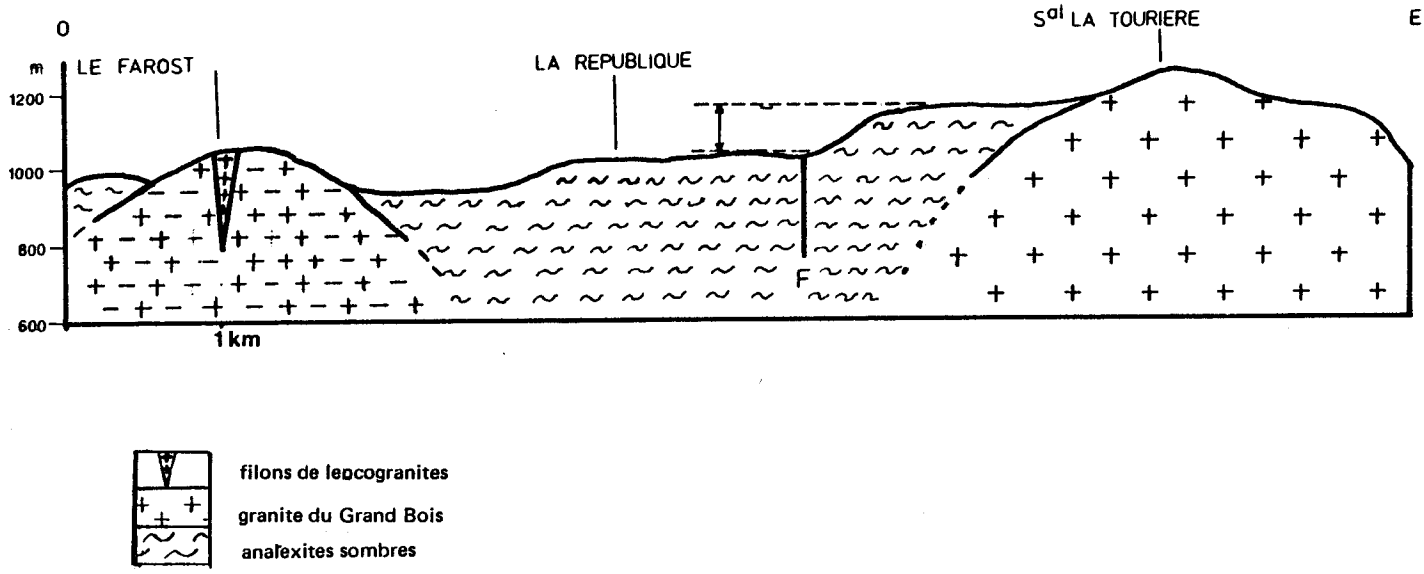


Fig. 3.3. LE PLATEAU DE LA REPUBLIQUE

2. LE DEFONCEMENT DU MASSIF ET LE DEVELOPPEMENT DES VERSANTS.

En contrebas de cette surface sommitale, il n'existe pas d'aplanissement généralisé mais seulement des replats locaux le long des vallées. Ces aplanissements se développent suivant les différences lithologiques.

2.1. LES ALVEOLES DISSYMETRIQUES DU VERSANT NORD.

Sur le versant Nord, une série d'alvéoles se développent dans les gneiss et micaschistes à La Valla-en Gier, Doizieu, Sainte Croix-en Jarez. Plus qu'une série d'alvéoles, c'est d'une dépression médiane qu'il s'agit, jalonnée par les cols du Planil et de la Croix de Mazel. Cette dépression est très dissymétrique en raison de sa position monoclinale. En rive gauche du Gier et du Dorlay, le crêt de micaschistes à biotite se développe continûment de la Rivoire au Châtelard et au Crêt de Montieux. Au pied de ces crêts, la dépression se développe dans les micaschistes inférieurs à sillimanite mais prend des aspects variés suivant les conditions locales: elle est ample dans le bassin du Gier où le défoncement est tel que le Gier scie les assises gneissiques sous-jacentes en gorges étroites.

Elle est plus dissymétrique et plus complexe dans le bassin du Dorlay: elle est en effet accidentée par la faille du Bessat à la Croix de Montvieux qui n'est que le prolongement de celle évoquée plus haut. Ici, le crêt de rive gauche correspond dans sa partie inférieure à un miroir de faille admirable que le torrent révèle. Au-delà de la Terrasse-sur Dorlay vers le Nord-Est, l'escarpement est dédoublé: au Nord, l'escarpement lié à la faille est jalonné par le Crêt de Marcoux, le col du Pendu; le crêt lithologique est souligné par le crêt Chaboud, le crêt Montieux, ce dernier étant entaillé en entonnoir par le torrent. (Fig. 3.4.)

Nulle part, les niveaux de planchers ne sont très nettement dessinés dans ce type de matériel: seuls, les versants anciens perchés, mais en forte pente, témoignent de ces anciennes topographies. Ils sont bien visibles sur la rive droite du Dorlay à Saint Just; certains portent d'ailleurs encore des témoins de nappes alluviales perchées. L'examen des formes ne permet pas sans arbitraire de préciser davantage.

2.2. LES VALLEES DE L'ARGENTAL ET DE LA DEOME.

Sur le versant oriental,les faits se présentent de manière beaucoup plus propice à l'identification de niveaux emboîtés.

Autour de la Versanne, c'est un alvéole classique à planchers bien dessinés, perchés de 60 à 80 mètres au-dessus de l'Argental qui est fermé à l'aval par une barre de granite à deux micas au calvaire. Le talus qui le domine est, pour une part explicable par érosion différentielle. L'alvéole fait partie de la longue chaine de cuvettes qui jalonne l'une des failles majeures du massif, moins connue que celle de la Cance ou de la Deôme. Parallèle à ces dernières, elle se suit de Marlhes à

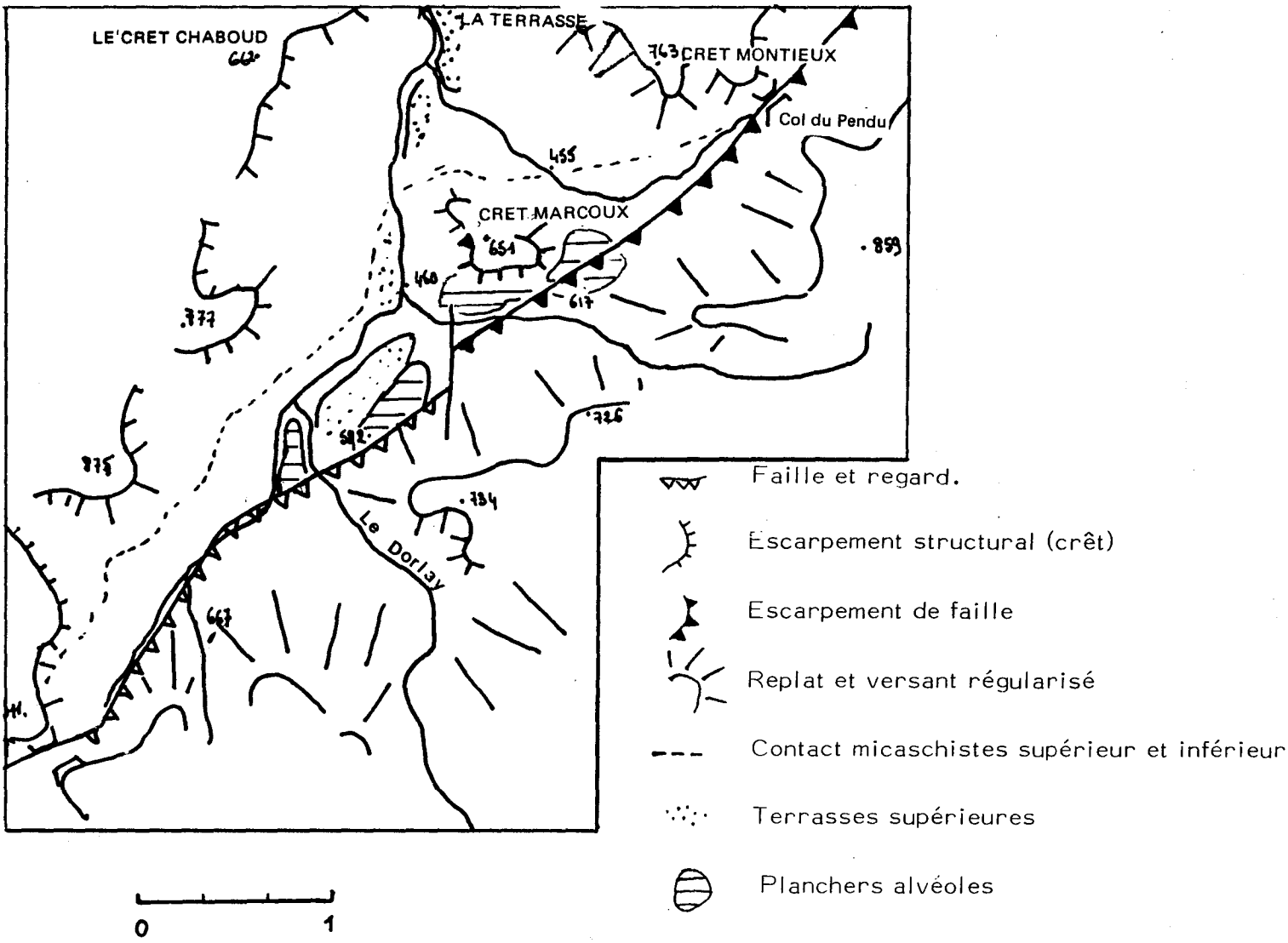


Fig. 3.4. LES ALVEOLES MONOCLINAUX DU DORLAY

Reventin-Vaugris où elle limite le socle en contrebas du plateau de l'Amballan. Elle est jalonnée par les alvéoles des Chaumasses, du Chatelet, des Préaux, de ubusson, de l'Estival,de Graix, de Saint Sabin et de Roisey.

En position plus méridionale, la vallée de la Deôme est un véritable couloir d'érosion plus qu'une suite d'alvéoles, couloir jalonné de replats sur ses deux bords. Leur étude détaillée permet de mettre en évidence la part de l'érosion différentielle dans leur développement et leur conservation.(Fig.3.5.)

En amont, c'est un replat unique qui se développe en rive gauche; son plancher correspond au granite hétérogène sombre et il est bloqué à l'amont contre l'affleurement des granites du Grand Bois. Vers l'aval, un replat identique se développe en rive droite dès qu'affleurent les anatexites sombres sur cette rive à Bochal: il ne mord pas sur la couverture métamorphique.

Vers l'aval, ce replat s'élargit et se perche davantage, mais reste confiné aux anatexites sombres et aux granites hétérogènes. A Argental, un replat unique cède la place à deux replats, le premier, inférieur, dans les anatexites, le second, supérieur, dans les granites hétérogènes. Ce dernier est toutefois dans l'exact prolongement des précédents. Il faut voir là le fruit de la dégradation en replats étagés d'un seul et unique niveau sous l'influence de l'érosion, ultérieurement à son élaboration.(Fig.3.5.)

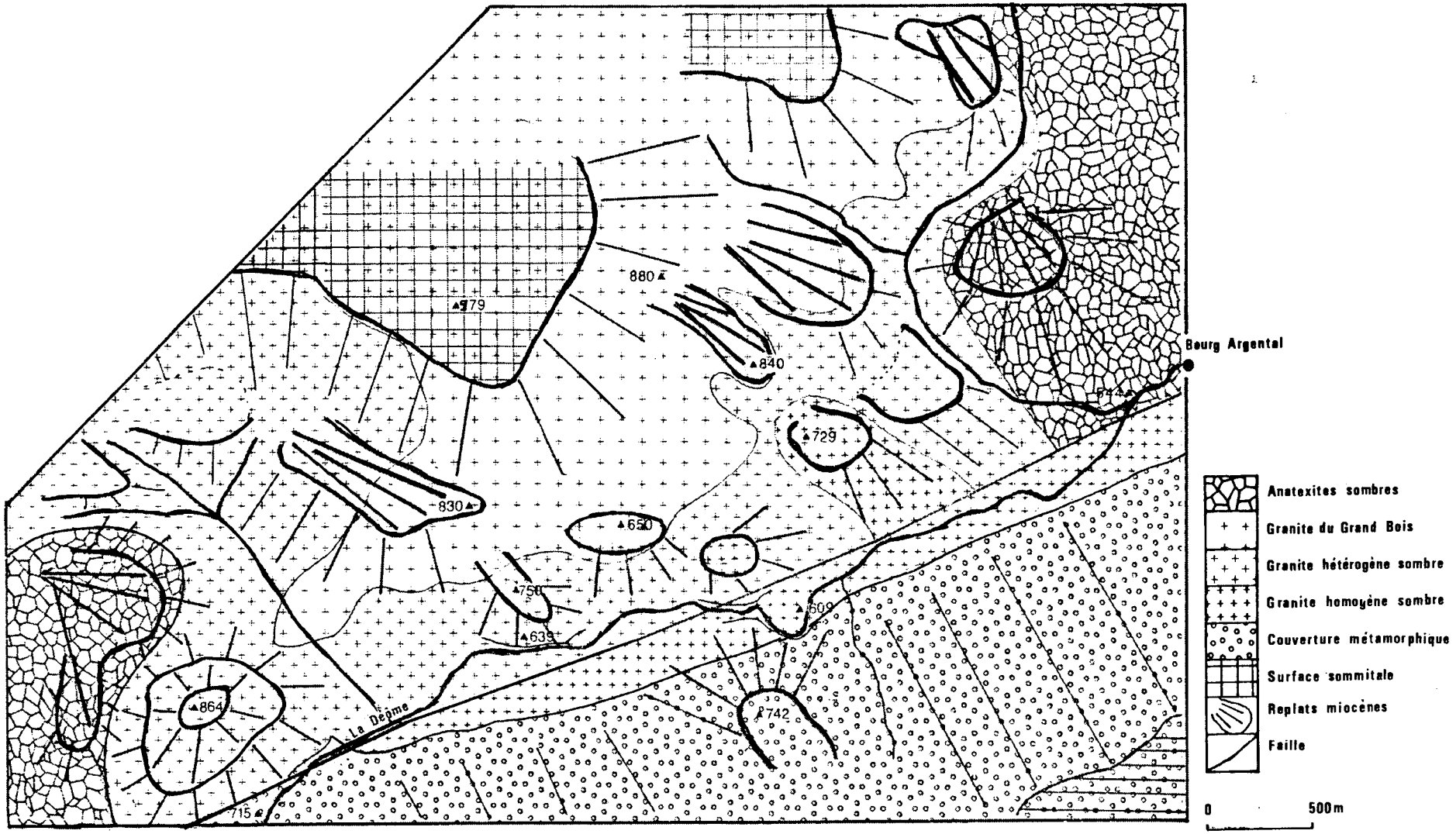


Fig. 3.5. LES COULOIRS DE LA DEOME

Croquis d'après photos aériennes 67/2934/250/068-082

A l'Est de Bourg-Argental, les replats se développent plus largement de part et d'autre de la vallée et débouchent à 670 mètres d'altitude au-dessus du pédiment rhodanien formant les plateaux de Ternay et du Mont Chaud.

Un dispositif assez analogue se trouve dans la vallée de la Cance où un alvéole se développe de part et d'autre de Villevocance dans les anatexites,alvéole qui se bloque au pied de Burdignes sur la série métamorphique du Pyfara. (P. MANDIER, 1984).

Moins défoncé que dans les vallées précédentes, ce niveau est très étendu à Saint Julien-Molin-Molette, à l'écart des grands axes de drainage: depuis Colombier, le panorama montre nettement un contact vigoureux entre les montagnes et le plancher de l'alvéole en glacis qui s'ouvre par le col de Blanchard sur les replats de la Deôme à 550 mètres d'altitude. (Fig.3.6.)

Dans ce petit bassin intra-montagnard développé dans l'affleurement des granites à deux micas de Saint Julien-Molin-Molette, le plancher de l'alvéole paraît être une série de glacis de piémont convergents vers le centre du bassin. Tous ces glacis sont aujourd'hui couverts de matériel soliflué depuis les versants.

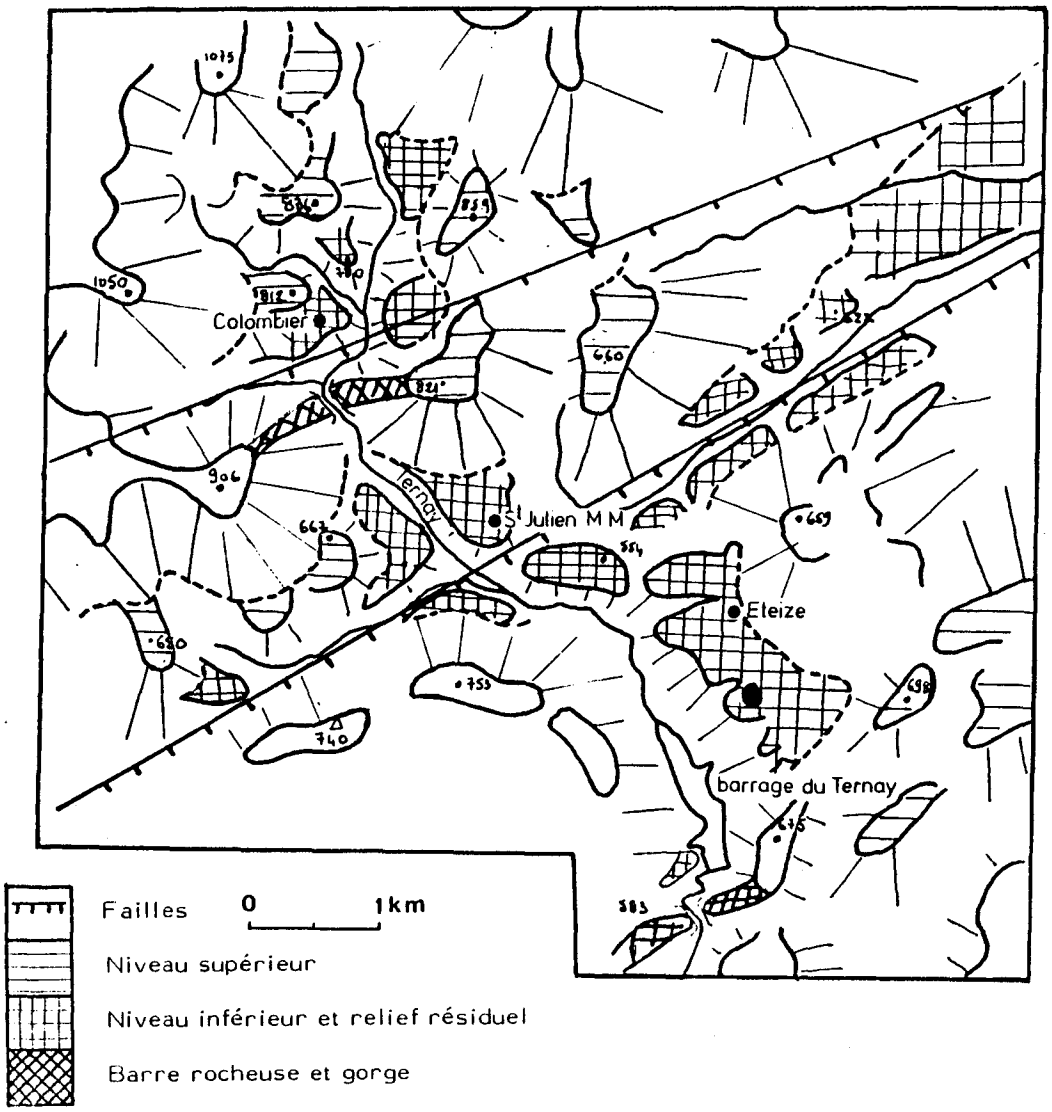


Fig. 3.6. L'ALVEOLE DE COLOMBIER – SAINT JULIEN MOLIN–MOLETTE

En-dessous de ces niveaux, il existe d'autres replats plus étroitement localisés le long des vallées principales. Leur extension latérale est très réduite, leur hauteur relative plus faible, (40 mètres le plus souvent). Ils sont bien représentés dans la partie aval de la vallée de la Deôme autour de Boulieu-les Annonay, (420 m), Saint Marcel (490 m), Dovézay (500 m), la gare de Bourg Argental (515 m), et la tannerie (530 m). En amont leur continuité disparaît et quelques témoins isolés ne permettent pas de reconstruction sûre.

Dans la vallée de la Cance, ce niveau est présent entre Villevocance et le Robert. Il domine la rivière de 45 mètres et se développe en rive droite. Au passage de la série métamorphique de Toissieu, ce niveau s'étend et débouche sur le pédiment rhodanien à Roifieu.

Ces niveaux se raccordent au pédiment rhodanien sans rupture de pente: ils s'élargissent progressivement au sortir de la montagne: ce sont là les embayements de piémont cités par J. PELLETIER (1953) et P. MANDIER (1984). Leur développement est lié directement à la genèse du pédiment.

2.3. LES VALLEES MERIDIONALES.

Plus au Sud, un dispositif analogue se reconnait dans les vallées de l'Aÿ où le niveau inférieur est très étendu entre Satillieu et Saint Alban. Au-dessus, le morcellement est très marqué: seules de lignes de crête peuvent jalonner d'anciens niveaux très dégradés dont l'attribution à telle ou telle phase d'aplanissement relève davantage de l'intime conviction que d'une certitude géométrique.

En poursuivant vers le Sud, les choses deviennent plus nettes à mesure que le relief se morcèle en une multitude de serres. Cette remarque perd son caractère paradoxal si les faits sont examinés à une autre échelle; sur un assemblage de cartes au 1/50 000, l'effet devient saissisant: de grands amphithéâtres se dessinent, tournés vers l'Est, mordant sur le rebord de la surface des sommets. (3) L'un des plus réguliers est celui de Rochepaule mais d'autres sont reconnaissables autour de Saint Symphorien de Mahun, Saint Pierre-sur-Doux, Pailharès, la Batie d'Andaure, Ampurany.

Quelques exemples permettent de montrer la part de l'érosion différentielle dans le blocage des talus: à Pailharès, l'alvéole est développé dans le granite hétérogène sombre et axé sur une faille varisque suivie par la Daronne. Au Nord-Ouest, le rebord est conservé dans une couverture, les gneiss médians à faciès oeillé et les gneiss rubanés. C'est dans le même matériel que se développe l'alvéole de Landévant sur le même axe: le bocage se fait au Sud-Est cette fois, dans les

(3) Les feuilles de Saint Agrève, Lamastre,Privas notamment.

anatexites sombres qui forment la serre de Chatelas.

En revanche, d'autres exemples semblent plutôt montrer une indifférence de ces alvéoles vis-à-vis des conditions structurales: à Rochepaule, l'alvéole se développe à la fois sur le substrat et la couverture; néanmoins, son centre à Malleval est axé sur une faille qui fait affleurer le substrat, un granite orienté, sous la couverture.

Beaucoup plus réguliers que dans le massif du Pilat, ces amphithéâtres très vastes, pouvant dépasser cinq kilomètres de diamètre, soulignent des reculs d'érosion souvent indépendants de conditions structurales pourtant très variées. Aujourd'hui, les crêtes des serres permettent de fixer la position des anciens planchers; mais leur intérêt est surtout de montrer que le réseau hydrographique actuel qui les a totalement défoncés en est l'héritier direct: chaque amphithéâtre constitue en effet une unité hydrographique.

2.4. LE VERSANT OCCIDENTAL.

Le versant occidental s'oppose au précédent par une dissection bien moindre, les altitudes ne s'abaissant pas au-dessous de 850 à 900 mètres. Il n'y a pas à proprement parler de versant, mais un vaste plateau incliné en direction de la Loire. Ce plateau ne comporte malheureusement aucun dépôt corrélatif de son élaboration.

Alors que l'aplanissement est bien conservé dans la partie occidentale, à proximité de la Loire, il est défoncé par alvéoles dans sa partie la plus élevée, au pied des escarpements menant aux sommets. Les plus vastes sont axés sur la faille bordière des sommets entre le Bessat et Marlhes. D'autres fractures ou failles interviennent également mais plus rarement. (Fig.3.7.) L'étagement des niveaux est sans commune mesure avec celui du versant oriental: les planchers à Marlhes, Riotord, Saint Genest-Malifaux sont encaissés de 60 mètres sous la surface du plateau. A l'Est ils se développent jusqu'au contact avec les granites du Grand Bois. Celui de Riotord est limité au Sud par la série du Pyfara. Ces alvéoles sont surtout évidés aux dépens des anatexites qui séparent les amandes de granite du Velay.

Le défoncement des planchers par les artères hydrographiques actuelles est de l'ordre de 60 mètres, valeur qui ne diffère pas sensiblement de celle observée sur le versant rhodanien. Elle est même sensiblement plus forte pour les alvéoles de Saint Genest et Riotord. On ne retrouve pas ici la différence qui caractérise la position des planchers par rapport à la surface du plateau.

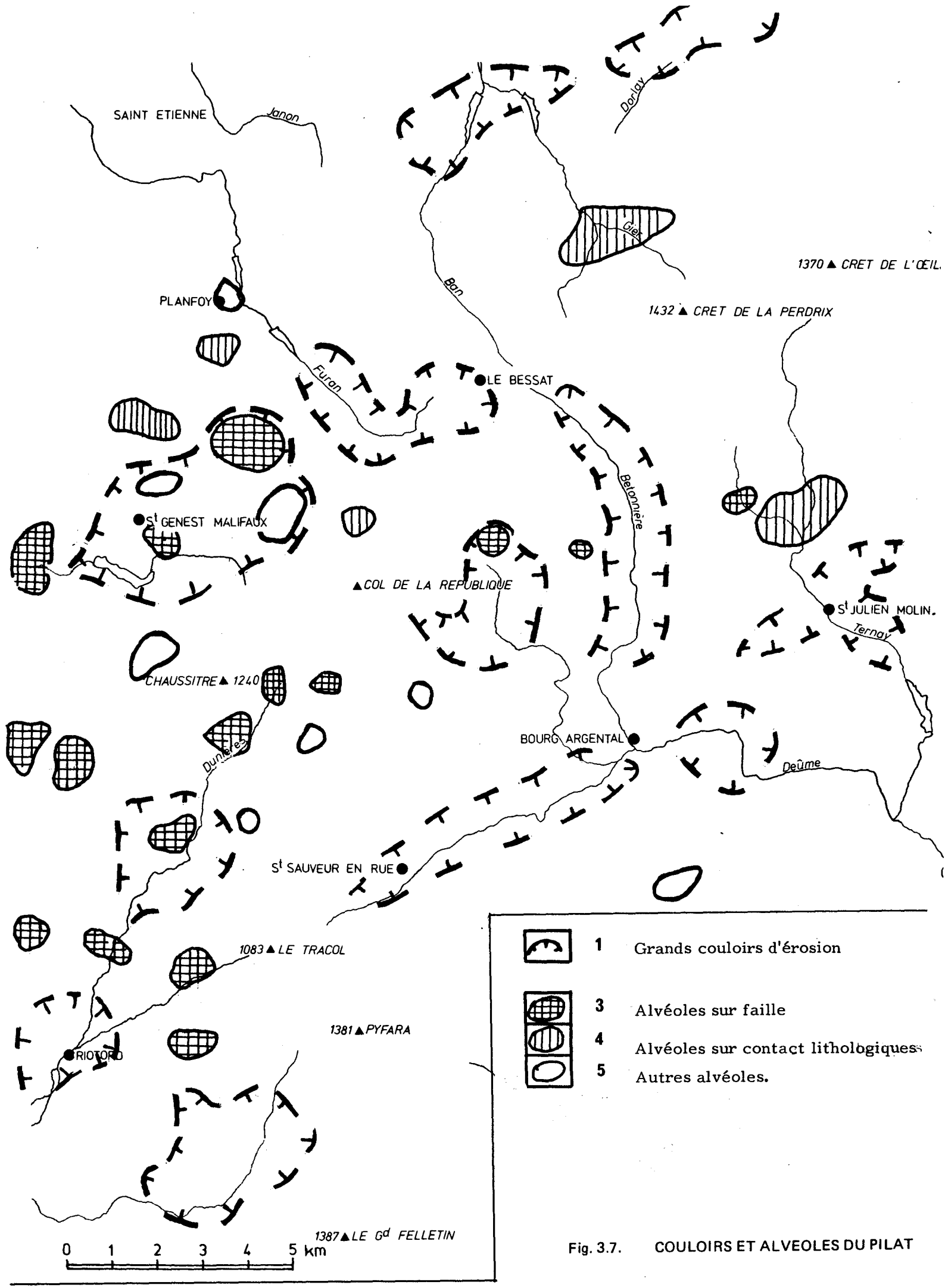


Fig. 3.7. COULOIRS ET ALVEOLES DU PILAT

2.5. LE PROBLEME DU PIEMONT RHODANIEN.

Le problème du piémont rhodanien et de la retombée orientale sur la vallée du Rhône mérite une place à part en raison de son unicité et de son importance dans le paysage.

Il s'agit d'un escarpement important (1000 mètres de dénivelée sur plusieurs dizaines de kilomètres) souvent raide (30% à Pélussin.)

Depuis J.PELLETIER (1953) ce piémont est interprété comme un pédiment dont les embayements seraient les replats inférieurs qui ont été évoqués plus haut. Incliné vers le Rhône, il serait une surface d'érosion locale ayant mordu sur le socle. Deux problèmes subsistent qui ne reçoivent pas de réponse satisfaisante.

- Quelle est la nature de l'escarpement qui le domine?

-A partir de quelle topographie le pédiment s'est-il développé?

Deux hypothèses ont été proposées par J. PELLETIER.

Dans la première, l'escarpement serait le knick d'amont du pédiment, modelé par recul depuis la faille qui borde le socle vers l'Est . Ce talus se serait plus ou moins bloqué en fonction des contacts lithologiques notamment à Annonay contre la synforme de Toissieu; à Pélussin, il est bloqué contre les granites hétérogènes sombres et le contact laisse à penser que sa surface exploite le contact structural entre les deux formations; à Pavezin, ce sont les micaschistes qui forment un crêt dominant le pédiment.

Dans la seconde hypothèse, le piémont serait abaissé par une faille méridienne localisée au pied même de l'escarpement. Cette solution a l'avantage de faire l'économie d'une quantité importante de matériaux à évacuer dont on ne retrouve pas entièrement la race dans les dépôts de la fosse de Valence (3).

Les arguments en faveur de la première interprétation sont les suivants:

- Aucune faille méridienne n'est décelable surle terrain, ni en photointerprétation . Les éléments de la couverture leptynique ne sont pas décalés au contact et devraient permettre de repérer un accident éventuel. Les lentilles de granites à muscovite du piémont qui ne sont pas des venues intrusives mais des recristallisations de niveaux leptyniques (M. CHENEVOY,1966) ne sont nulle part faillée. Cette impossibilité de localiser un accident sur le terrain peut conduire à envisager l'hypothèse d'une faille multiple, constituée de gradins en relais, ayant chacun un trop faible rejet pour pouvoir être décelé. Intellectuellement séduisante, cette thèse qui a été avancée ailleurs (5) reste conjecturale faute de preuves (6).

Toutefois, la sinuosité du contact impose l'idée d'un recul non négligeable de l'escarpement: si faille il y a, ce ne peut être qu'assez loin à l'Est. Cette explication n'eclaire pas deux points particuliers:

- le basculement du Sud au Nord du piémont, noté par H. BAULIG lors de l'excursion interuniversitaire de 1923 et soulignée par P. MANDIER (1984).

- La présence dans les dépôts de la molasse tertiaire de galets du Massif Central où se mêlent les débris d'une couverture secondaire dont l'extension est hypothétique. Existe-t-il une filiation entre la surface fossilisée sous cette couverture

---

(4) Cf les reconstituions géométriques dans le travil de P. MANDIER (1984)

(5) Notamment par J.P. PEULVAST (Thèse en cours) pour expliquer les strandflats.

(6) Thèse que préférait J. PELLETIER en 1953 mais qu'il n'a pu démontrer (Comm.orale)

et le piémont actuel?

Quelle que soit la part respective de la tectonique et de l'érosion dans l'élaboration de ce piémont, l'allure actuelle de l'escarpement suggère par son profil comme par son tracé davantage la marque de l'érosion que celle d'une tectonique récente.

3.SYNTHESE DE L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DES MASSIFS ORIENTAUX.

Pour les massifs orientaux, nous ne disposons pas d'autre repère chronologique que l'enseignement de la stratigraphie des bordures pour préciser les étapes de l'évolution au Tertiaire, et encore ce repère ne fonctionne-t-il correctement que sur le versant rhodanien.

3.1. L'ENSEIGNEMENT DU BASSIN DAUPHINOIS.

Ce bassin est bien connu depuis les travaux des géologues lyonnais. Une synthèse de ces travaux dans la perspective qui est la nôtre vient d'être effectuée par P. MANDIER (1984). Les indications qui sont présentées ne font que résumer ce travail brièvement.

Les apports du Massif Central dans le bassin se localisent à trois niveaux bien précis datés au milieu des apports alpins.

- A l'Eocène et l'Oligocène inférieur, des argiles kaoliniques et sables quartzeux forment de puissantes accumulations en bordure de la faille de Saint Barthélémy de Vals. On y reconnait les faciès du socle et notamment les faciès de la couverture métamorphique du Pilat.

- Au Miocène moyen, (Helvétien), des faciès du socle sont interstratifiés dans la molasse alpine. Aux roches du socle sont mêlées les calcaires del'hypothétique couverture sédimentaire.

Poour P. MANDIER ces faciès témoignent de deux phases d'érosion où le socle présentait un volume montagneux important, mais la taille des débris exclut la présence de pentes raides en bordure du piémont. Il s'agit de dépôts d'organismes fluviatiles à lits divagants faisant alterner lentilles sableuses et lits de galets. A cette interprétation on peut objecter que l'amenuisement des débris peut être très rapide sous certains systèmes d'érosion où le knick basal des versants est bien conservé: au débouché sur le piémont les oueds étalent des débris qui ne dépassent pas la taille des galets.

Quelle que soit l'interprétation de ces dépôts du point de vue de la reconstitution des paléotopographies, il est assuré que, à deux reprises, à l'oligocène moyen puis à l'Helvétien, des phases de type pédimentaire ont fonctionné sur la bordure orientale du Massif Central.

3.2.L'ENSEIGNEMENT DES AUTRES BORDURES EST DECEVANT.

A l'Ouest, les bassins de Bas-en Basset et de Retournac comportent une sédimentation de type Eocène et Oligocène inférieur; au Nord, le bassin houiller de Saint Etienne ne semble pas avoir fonctionné comme piège à sédiments pendant le Tertiaire.

La carte géologique de Saint Etienne au 1/50000 indique des dépôts villafranchiens à la Fouillouse (7). En fait, il s'agit de minces recouvrements colluviaix en provenance des Monts du Lyonnais. En revanche, il n'est pas exclu que la sédimentation oligocène de la plaine ait partiellement fossilisée le bassin houiller puisqu'elle atteint l'altitude de 450 mètres au Sud de l'aéroport de Bouthéon.

L.GRUNER (1857) avait cru voir du Tertiaire à Unieux, encadré par faille. Les cartes de F. BELLON (1973) et du CEA (1968) reprennent cette idée et en font le témoin de la fossilisation du bassin sous les débris du Pilat. On pourrait même voir là une explication commode à l'épigénie de la Loire dans les granites à l'Ouest du bassin houiller.

L'examen des dépôts en question se révèle fort difficile en raison de la densité urbaine. Les quelques coupes anciennes sont utilisées comme décharges. Il semble cependant que les dépôts en question soient plus étendus que ne le suggèrent les cartes citées.

Une coupe, moins médiocre que les autres, a révélé sous 8 à 10 mètres de ce dépôt, la partie supérieure d'une formation torrentielle ou fluviatile puissamment altérée. Les marques d'illuviation sont indiscutables. Les revêtements argileux autour des galets sont particulièrement épais, (2 cm ou plus) et entourent des fantômes de galets dont la nature pétrographique n'est plus déterminable. Certaines roches à deux micas semblent toutefois être des gneiss leptyniques du Pilat.

Il faut peut-être voir dans cette formation qui demanderait une étude plus précise lorsque l'état des coupes le permettra, un témoin d'anciens cônes sur le piémont du Pilat. Ce matériel est le témoin d'une phase d'accumulation grossière mais il n'est pas datable: tout au plus est-il plus altéré que les plus vieux niveaux alluviaux connus dans la région: il pourrait remonter au début du Quaternaire ou peut-être plus loin encore.

---

(7) Notés Pfv sur la carte.

3.3. SYNTHESE DE L'EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DU PILAT ET DES MASSIFS VIVAROIS AU TERTIAIRE.

3.3.1. Une surface généralisée sur le massif.

L'idée que le massif ait pu conserver l'empreinte d'une surface généralisée ne s'imposait pas à priori: les conditions structurales et l'histoire récente, notamment la présence du versant rhodanien dont l'évolution est bien particulière auraient pu contribuer à rendre vaine toute comparaison avec le Forez.

L'étude des relations entre les couvertures métamorphiques et le substrat permet de mettre en évidence des surfaces qu'il est possible de raccorder; certes de très nombreux reliefs résiduels subsistaient, dans les couvertures métamorphiques notamment, aussi parfois dans les granites du Grand Bois et les enclaves basiques du granite du Velay, mais il n'occupaient qu'une extension limitée.

Cette surface peut-être assimilée à la surface sommitale forézienne. Les dépôts corrélatifs existent tout autour du Pilat, en Haute-Loire, en Dauphiné et bien sûr en Forez. Ces dépôts corrélatifs sont tous, au moins partiellement datés de l'Oligocène.

Cette surface présente une grande extension et une grande régularité: les reliefs résiduels sont d'altitude modeste au-dessus de la surface: 200 mètres en Forez, 200 mètres ici également entre le Crêt de la Perdrix et le Bessat par exemple. L'échelle de résistance place en position dominante les leptynites mais également les micaschistes à la Rivoire et au Bois du Boeuf, des anatexites schisteuses et des amphibolites sur le plateau de Saint Agrève. Cette échelle de dureté n'est pas contradictoire: G. ROUGERIE (1968) a bien montré que les micaschistes formaient en milieu tropical des crêts au-dessus du granite calco-alcalin. Quant à la résistance des leptynites, la recherche de ses causes dépasse le cadre fixé à ce travail: outre la composition minéralogique, on peut cependant soupçonner le rôle de la perméabilité et de la porosité comme le montreront les expériences de résistance au gel.(8)

La conservation de cette surface est inégale: elle est assez bonne à l'Ouest et même au Nord-Ouest, où elle subsiste jsqu'à l'escarpement-limite du bassin houiller à Salvaris au-dessus de Saint Etienne. Elle est totalement démantelée à l'Est où elle n'est plus qu'un plan théorique tangent aux interfluves.

Comme en Forez, c'est le dernier aplanissement généralisé. La divergence d'évolution entre versant rhodanien et ligérien se développe après cet évenement.

---

(8) Au chapitre 10.

3.3.2. Des aplanissements locaux partout,développés inégalement.

Les aplanissements locaux existent partout, centrés sur le réseau hydrographique actuel. Malgré l'absence de datation directe, on peut en faire l'équivalent topographique de manière sûre, chronologique peut-être, des aplanissements miocènes forézien. Alors qu'à l'Ouest ces replats sont peu encaissés sous la surface Oligocène, à l'Est, ils la défoncent littéralement en dessinant de vastes amphithéâtres: de gigantesques bassins de réception sont dessinés en Vivarais mais aussi, à une échelle moindre, sur le Gier et le Dorlay. Au Sud-Ouest de Saint Etienne, c'est un replat continu de la vallée du Janon à celle de la Gampille qui se développe à 800 mètres d'altitude, témoin d'une amorce de pédimentation à la mesure du versant oriental forézien.

Avec ces niveaux, le système de pente change: alors que la surface sommitale était bombée du Nord au Sud, autour d'un axe Est-Ouest passant par le Bessat, ces niveaux locaux s'abaissent vers l'Est et l'Ouest **témoignant d'un effondrement le long du Rhône et d'un basculement général vers l'Ouest.**

Entre ces deux phases tectoniques, et peut-être pendant, une crise tectonique est responsable de ces bouleversements. Elle se traduit par le jeu de failles qui dénivellent la surface sommitale d'une petite centaine de mètres entre le col de la Croix de Chaubouret et le plateau de la République. La faille occidentale du Pyfara a également joué. Rien en revanche, ne vient assurer du fonctionnement à cette période des grandes cassures varisques qui servent de guide au réseau hydrographique sur le versant rhodanien. Les failles bordières semblent avoir joué de manière plus importante, notamment la faille-limite du bassin houiller: au contact des Monts du Lyonnais, la pseudo-cuesta des grès houiller (brèche de base) domine les replats miocènes vers 720 mètres; au Sud, le jeu de la faille l'a élevé à 920 mètres au Sapey au-dessus de Terrenoire.

Ensuite seulement l'évolution diverge notablement entre les deux versants: les aplanissements inférieurs ne sont bien développés que sur le versant rhodanien en relation avec le piémont. Sur le versant nord du Pilat, des glacis identiques par l'âge et le modelé débordent du bassin houiller au Sud sur les gneiss type lyonnais et les micaschistes supérieurs. Ils sont très nettement en contrebas des niveaux précédents d'environ 130 à 150 mètres. C'est à une accélération de la vitesse de dissection que l'on assiste à la fin du Miocène,et ce avant l'incision des talwegs liée à la régression messinienne. Ce niveau n'existe pas sur le versant occidental, ou du moins s'il est repérable dans la vallée de la Loire, il n'a pas remonté et marqué ses effets en montagne.

Cette divergence d'évolution fait l'originalité du massif: pour l'expliquer, il faut supposer un soulèvement de la bordure du Massif Central ou un effondrement brutal du piémont. Il est difficilement décelable dans les dépôts corrélatifs dans la mesure où, à cette période le piémont s'ennoie sous la molasse alpine.

Cette thèse est assez proche de celle retenue pour le Forez: l'examen attentif des niveaux miocènes permet, comme en Forez, d'envisager des mouvements de cette nature; les niveaux de la vallée de la Deôme sont légèrement décalés et déformés dans l'axe de la faille de Bourg-Argental à Saint JulienMolin-Molette. La vallée de la Bétonnière oblique, par rapport à la faille des Préaux à La Versanne déjà citée, permet de rapporter les ultimes mouvements cassants de grande ampleur à une période intermédiaire entre les deux niveaux de replats. Les niveaux inférieurs qui s'élèvent le long du ruisseau de 650 à 720 mètres ne sont pas décalés au passage de la faille au Nord de Thélis-la Combe; les niveaux supérieurs raccordés aux planchers des grands alvéoles et couloirs de la Deôme sont nettement décalés: de 1000 mètres à l'Estival, ils s'élèvent brusquement à 1120 m à la Batey au Nord de la faille alors que des esquisses de replats intermédiaires s'amorcent dans le prolongement de ceux du compartiment méridional. (Fig. 3.8.)

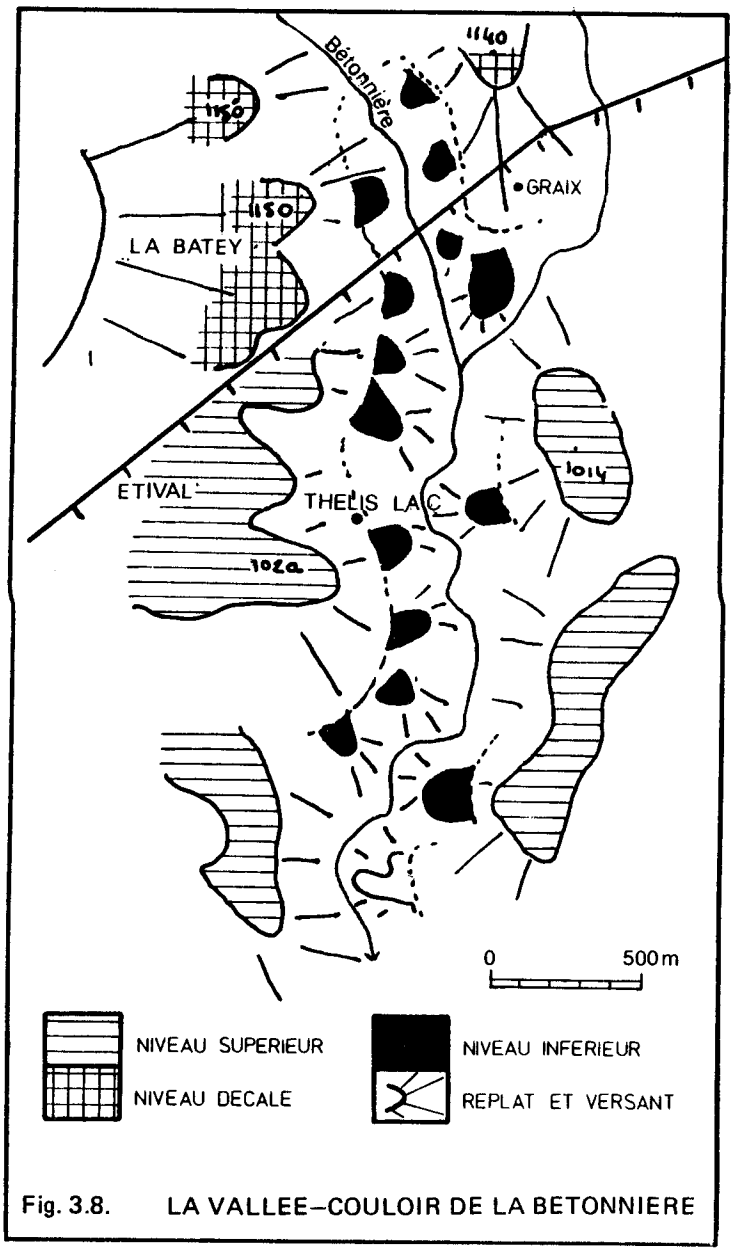


Fig. 3.8. LA VALLEE–COULOIR DE LA BETONNIERE

Il n'est cependant pas possible d'aller raisonnablement au-delà de ces considérations générales. Il est en particulier exclu d'attribuer l'importance de la dissection à la grande régression messinienne: la dissection avait commencé bien avant et P. MANDIER (1984) a bien montré que ses effets ne se sont pas fait sentir loin vers l'amont: les affluents du Rhône n'ont été concernés que sur quelques kilomètres au plus.

Une des conclusions majeures de cette chronologie est l'ancienneté relative de l'évidement du versant oriental. Ce sont donc des versants exposés depuis longtemps à l'altération qui sont soumis à l'effet des crises froides. Contrairement au versant occidental où l'essentiel de la dissection -qui reste modérée- est un fait récent, ce sont des versants qui ont connu une longue action météorique qui sont exposés aux froids quaternaires.

CONCLUSION:FOREZ ET VIVARAIS A L'AUBE DU QUATERNAIRE

1.CONVERGENCE ET DIVERGENCE DE L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE.

Forez et bordure vivaroise ont en commun beaucoup d'éléments qui ont été soulignés mais le caractère propre à chaque massif doit être rappelé.

L'élément commun est d'abord l'existence d'une surface fondamentale d'âge Eocène-Oligocène inférieur,probablement élaborée en une longue période.

Cette surface est la dernière dont découle l'organisation du relief: elle a un rôle morphologique essentiel dans les deux massifs. D'altitude comparable quoique légèrement plus élevée en Forez, (1200 à 1400 mètres contre 1100 à 1300 mètres) elle forme la topographie des plus hautes surfaces.

Son existence n'est pas à proprement parler une découverte: elle a été mise en évidence sur les bordures de la Limagne par M. DERRUAU (1950) après avoir été proposée par H. BAULIG (1928). Cette chronologie s'écarte de celle proposée par A. JOURNAUX (1953) et J. BEAUJEU GARNIER (1951); les massifs moins élevés du Morvan et de Bourgogne devaient se comporter en piémont pour le reste du Massif Central.

Dès cette période "éogène", les deux massifs présentent un paysage de pédiplaine où quelques collines seulement ont échappé à l'aplanissement. Mais ils étaaient individualisés et séparés par des bassins de sédimentation.

Cette surface se caractérise par la perfection de l'aplanissement, par un

système morphogénétique conférant aux roches une échelle de résistance différente de l'actuelle et par un système de pente en bombement d'axe Est-Ouest. Elle s'incline vers le Nord et le Sud à partir d'un axe central dont dérive l'orientation du réseau hydrographique qui la draine. A défaut d'altérites qui n'ont été conservées nulle part, ce sont là les caractères qui permettent de l'identifier. A cette paléogéographie des formes, correspond une paléogéographie des altérites: elle n'est pas utilisable ici contrairement à ce que d'autres auteurs ont pu tenter notamment en Morvan et Limousin notamment, régions où le décapage ultérieur a été moins poussé. On peut cependant, par l'étude du modelé, imaginer ce que pouvaient être ces altérites. Ce paysage se caractérise par une mauvaise expression de l'érosion différentielle: les épaisseurs d'arènes varient peu d'un secteur à l'autre. A l'exception des formes d'échelle moyenne tôt mises en valeur et continuellement décapées de leurs arènes par suite de leur position dominante, le modelé de cette surface est monotone. C'est un front d'altération uniforme qui est dégagé, ce qui tend à prouver l'agressivité du climat à l'origine. L'importance de la compresse humide explique l'homogénéïsation des conditions lithologiques.

Un cycle inférieur s'est développé en Forez comme en Vivarais en forme d'amphithéâtres et d'alvéoles. *C'est une crise tectonique suivie d'une crise climatique qui a permis l'élaboration de ces formes localisées mais qui témoignent cependant d'une évolution assez commune dans l'ensemble de la région.*

C'est cette fois non plus une pédiplaine à inselberge, mais un paysage de bas-plateaux qui devait exister dans le massif. Nulle part, les pentes n'étaient encore fortes et raides: elles étaient du même ordre qu'à l'Oligocène mais les reliefs résiduels étaient fort nombreux et importants: ce ne sont en effet que des morsures d'érosion en bordure du massif à partir des bassins comblés qui s'insinuent le long des cours d'eau installés en fonction des dislocations de la surface oligocène.

Là non plus la paléogéographie des altérites n'est pas connue: le modelé des replats, l'extrême sensibilité à l'érosion différentielle laissent à penser à une couverture moins épaisse et continue des altérites. Des panneaux de roche saine apparaissent jusqu'à la surface alors que d'autres sont pourris jusqu'à une grande profondeur. Les caractères de la sédimentation correspondante montrent bien cette évolution. Les modelés d'échelle locale, ceux des versants sont beaucoup plus diversifiés. L'échelle de dureté se rapproche de celle des pays tempérés; surtout, les conditions structurales sont beaucoup mieux exploitées qu'à la période précédente grâce à des pentes plus vigoureuses. Nombres d'exemples ont montré ces rapports avec la structure tant en Forez qu'en Vivarais.

Si la diversification des massifs et des versants dans chacun des massifs a déjà commencé, il subsiste une unité d'altitude, (vers 700 mètres pour les parties aval et 900 mètres pour les parties amont) à ces aplanissements. Ils ne descendent en-dessous de cette valeur que sur le versant livradois du Forez et le versant rhodanien du Pilat. Leur extension reste fort inégale: grande sur le versant oriental du Forez et le versant rhodanien du Vivarais, elle est plus réduite sur le versant livradois du Forez encore que Valcivières soit l'exacte réplique de Rochepaule. C'est encore vrai sur le versant nord. Cet épisode est responsable de l'aération actuelle des massifs.

Le creusement postérieur est le plus important et il accentue la diversification des versants: très important sur le versant livradois et le versant rhodanien du Vivarais, il est plus faible sur le versant oriental du Forez et surtout l'Ouest du Pilat. Ce creusement n'a pas le même rôle morphologique que le précédent: il contribue davantage à dégrader les niveaux miocènes que ces derniers n'avaient dégradé la surface oligocène. Le front d'altération inégal est mis au jour, les volumes rocheux sains sont dégagés multipliant dômes, filons, replats barrés...Ces affleurement permettront la fourniture de matériel sain lors des crises froides beaucoup plus aisément que la surface sommitale.

Ce creusement s'accompagne d'une pédimentation inférieure qui reste un phénomène très localisé. *Il ne mord sur les bordures du bassin qu'exceptionnellement. Les volumes dégagés sont réduits aux matériaux sombres: on devine une altération encore plus ménagée et si les formations d'altérites ne subsistent qu'exceptionnellement, les formes sont particulièrement remarquables pour leur petite taille (Olmet, Lézigneux...) Seul, le pédiment rhodanien fait exception par son ampleur; cette ampleur donnerait du poids à l'hypothèse de l'exhumation évoquée plus haut; elle oblige à soulever pour le moins l'interrogation.*

2. A L'AUBE DU QUATERNAIRE.

Avant les premiers refroidissements climatiques, la physionomie des massifs n'est pas fondamentalement différente de celle que nous avons sous les yeux. Certes, les vallées sont moins creusées, mais la dissection des massifs est déjà considérable.

Un étagement des modelés est nettement affirmé partout. Au sommet, se trouvent des relefs résiduels de la surface oligocène; *inselgebirge dénudés partiellement, ils n'ont pas , en raison des pentes de couverture d'altérites épaisses. Le creep et la solifluxion peuvent permettre la migration des arènes sur le versant, et l'arène se résume à une pellicule plus ou moins mince en transit. Ce n'est pas*

là qu'il faut rechercher les grands volumes d'arènes mobilisées par les crises froides.

L'érosion post-oligocène a quelque peu amoindri ceux des massifs qui, riches en biotite, ont souffert du changement d'échelle de résistance avec la lente évolution climatique qui marque la seconde moitié du Tertiaire. C'est ainsi qu'entre autres, les micaschistes de la Rivoire et les laves n'ont pas conservé la même vigueur que les leptynites voisines.

En contrebas de ces reliefs, la surface fondamentale, faillée, légèrement basculée, a conservé, à cause de sa masse, une forme bien nette. *L'altération différentielle s'y est développée mais l'absence de pent n'a jamais permis le dégagement des formes, ceci d'autant que le drainage reste, pour une bonne part hérité, et n'est pas conforme aux nouveaux systèmes de pente. Il est par là même peu efficace.*

Les alvéoles miocènes et les couloirs sont déjà défoncés. *L'affaiblissement des conditons érosives depuis le Miocène a figé ces versants, bloqués sur des contacts lithologiques. Centrés sur les rivières, ces replats ont vu leur couverture d'altérite dégagée au fur et à mesure des crises climatiques. Ce sont donc des replats souvent rocheux, avec un modelé d'érosion dufférentielle bien affirmé. Il n'y a pas là de couverture d'arènes épaisses sauf en de rares secteurs privilégiés comme les concavités à la base des versants qui se raccordent à la surface oligocène et des panneaux d'arènes pénétrantes.*

Au-dessus de ces replats, les versants sont peu différenciés: exposés depuis le Miocène à la météorisation, ils ont peu reculé: l'exemple de la vallée du Lignon en arrière de la faille de Chalmazel le confirme. Seuls, les secteurs de convergence hydrographique comme la confluence du Lachet, de la Morte et du Lignon présentent un recul notable de l'escarpement. Ailleurs les versants sont adoucis, développant une large convexité sommitale là où la lithologie le permet avec un épaississement des altérites à la base.

En-dessous des niveaux miocènes, le défoncement est considérable avec des versants raides dans une roche peu altérée et des irrégularités nombreuses de la topographie. *Dans le prolongement des aplanissements de piémont, existent quelques replats rocheux sans arène: c'est un socle raclé qui caractérise ce niveau. Sur le piémont où les pédiments prennent quelque extension, la couverture d'arène reste discontinue, localisée dans les cuvettes entre les noyaux rocheux. Elle n'est pas négligeable mais reste étroitement dépendante des conditions lithologiques.*

A l'étagement des formes qui vient d'être décrit s'ajoute donc un étagement des altérites dès la fin du Tertiaire, *indépendamment des conditions climatiques actuelles et des crises froides quaternaires. Il fait alterner des niveaux avec altérites et des niveaux sans altérites, des niveaux disséqués et des niveaux immunisés. Ce sont des ensembles fort différents qui sont donc soumis aux froids quaternaires.*

C'est peut-être là l'héritage le plus important du Tertiaire, sans lequel l'action du froid quaternaire ne peut être compris. C'est aussi lui qui rend si difficile l'interprétation de l'étagement des formes et des formations quaternaires.

La distinction dans les formes et les dépôts de ce qui revient à un véritable étagement climatique de ce qui résulte de la variété des héritages tertiaires est une difficulté majeure de l'entreprise qui est tentée ici. Discerner si la présence de tel ou tel modelé résulte des conditions climatiques froides ou au contraire de l'héritage de tel couvert d'arènes est un préalable indispensable à la définition d'un étagement des formes et formations périglaciaires. C'est le sens de ce livre liminaire qui permet de mesurer l'imprécision de nos connaissances en ce domaine.

DEUXIEME PARTIE
L'INVENTAIRE DES MODELES ET DES FORMATIONS FROIDES : LEUR SIGNIFICATION PALEOCLIMATIQUE

L'examen des modelés d'origine froide peut être fait de deux manières distinctes: la démarche habituelle conduit à la recherche d'ensembles régionaux-types dont la signification est recherchée. Cette voie a été délibérément écartée: le souci de mener un dénombrement aussi exhaustif que possible des formes, de la surface occupée par les différentes formations rencontrées conduit à dresser un inventaire des modelés. Pour chacun, lorsque l'état de la connaissance l'exige, un effort pour rechercher la dynamique responsable de son élaboration et pour préciser la terminologie sera fait.

Ce second livre constitue donc un recensement: deux grandes familles d'héritage sont présentées: la première est liée à la présence de la glace et de la neige sur une partie du périmètre étudié. Son étude est ménée en premier lieu car la présence ou l'absence de glace conditionne l'action du gel qui s'exerce différemment dans l'un ou l'autre cas. Les problèmes de l'existence, de l'extension de la glace doivent donc être étudiés avent ceux qui sont liés au gel seul.

L'inventaire porte ensuite sur le modelé périglaciaire. Successivement, les formes élémentaires des vallons et des versants sont étudiées. L'examen des formations plus complexes et des modelés qui leur sont associés, formations à blocs open-work et arènes remaniées à blocs posent des problèmes de dynamique de l'arène en milieu froid qui ne pourront être éclaircis qu'à la lumière d'expéri mentations complémentaires.

Chapitre 4
Langues et calottes glaciaires

L'étude des formes et des formations glaciaires trouve sa place dans ce travail dans la mesure où elles témoignent de conditions climatiques rigoureuses. Formations glaciaires et périglaciaires sont étroitement associées dans l'espace. La présence des unes exclut ou donne un faciès particulier aux secondes, il ne peut être question d'ignorer leur présence. Cette association est aussi chronologique: l'extension maximale des glaces correspond à une période rigoureuse où les phénomènes périglaciaires, sur les marges du glacier, sont le plus actif.

A cet égard, l'intérêt des deux massifs n'est pas le même: s'il existe un assez bon développement des formes glaciaires dans le massif forézien, l'existence de telles formes sur la bordure vivaroise reste sujette à caution. Dans le massif forézien, l'étude des rapports entre modelés glaciaires et périglaciaires se révèle du plus haut intérêt; il n'en est pas de même dans le second secteur où le glaciaire reste trop local et isolé en de petits organismes, ou trop ancien pour tenter d'esquisser des rapprochements.

1. LE PROBLEME DU GLACIAIRE FOREZIEN : HISTORIQUE.

Les travaux faisant état de formes glaciaires en Forez sont nombreux, tout autant d'ailleurs que ceux qui nient toute action glaciaire dans le massif. Ces controverses s'expliquent aisément par la difficulté à cerner le problème: les formes indiscutablement glaciaires sont loin d'exister partout: vallums morainiques et

bourrelets latéraux sont rares, les cirques surcreusés aux parois raides sont l'exception, les coupes dans les dépôts fort peu nombreuses.

On comprend plus aisément dans ce contexte qu'un glacier assez peu dynamique ait laissé une empreinte discrète qui rend l'interprétation des formes délicate. Quant aux dépôts, l'absence de marqueurs pétrographiques indiscutables notamment dans le domaine du granite d'anatexie au Sud, la mauvaise connaissance de la pétrographie et de la structure du massif au Nord avant une date récente rendaient leur utilisation malaisée.

1.1. LES TRAVAUX ANCIENS.

Ces travaux anciens se caractérisent par la grande extension attribuée aux formes et modelés glaciaires: les termes de glaciation "alpine" se retrouvent dans plusieurs textes.

1.1.1. Les précurseurs: P. GLANGEAUD et L. GACHON.

Dès 1910 P. GLANGEAUD indique dans un article consacré à ce thème la présence de formes glaciaires et de langues qui se dirigent vers le bassin de Montbrison. Il s'agirait d'une glaciation de vallée notamment le long de l'Ance, du Batifol, du Lignon. Les manifestations glaciaires seraient visibles jusqu'à 750 mètres dans la région de Saint Georges-en Couzan.

En 1927, L. GACHON voit dans le cirque de Valcivières un effet du modelé de la glace. Il fait même de ce vaste amphithéâtre, le seul cirque véritable du Forez qui, en raison de sa position occidentale, aurait piégé la neige à trois reprises durant le Quaternaire. Cependant, aucun dépôt qui pourrait jalonner ces diverses avancées n'est localisé.

L'intérêt de ces travaux n'est pas tant les résultats présentés que leur audience. C'est sur ces textes que s'appuient H. BAULIG (1928), A. BRIQUET (1931) pour affirmer la présence de glace en Forez. C'est également sur ces sources que s'appuie E. DE MARTONNE (1942) dans sa géographie physique de la France: la carte de la page 125 figure en effet une calotte glaciaire sur les MOnts du Forez et, plus curieusement, sur les monts de la Madeleine. Aussi est-il admis par la communauté géographique entre les deux guerres que le Forez a connu une glaciation importante à plusieurs reprises au Quaternaire.

1.1.2. Les travaux de B. DU ROSELLE.

De 1943 à 1950 cet auteur mène une série de recherches sur les Monts du Forez: pour la première fois, une carte de l'extension du glaciaire est proposée (Fig.4.1.) L'extension d'une importante calotte couvrant 90 km2 est avancée: cette calotte était accompagnée d'émissaires "puissants" surtout sur le versant oriental puisque les langues du Lignon atteignaient le Pont du Diable à 650 mètres d'altitude en-dessous de Saint Georges-en Couzan. Cet auteur a d'autre part, proposé le premier l'existence d'une zone émergeant de la calotte en nunatak à Pierre-sur-Haute. L'opposition entre les deux versants est soulignée: une glaciation "alpine" à l'Est, est opposée à une glaciation "pyrénéenne" à l'Ouest. En revanche, il réfute les arguments qui permettaient à ses prédécesseurs de distinguer une glaciation des vallées et une glaciation des plateaux selon un schéma cher à Y. BOISSE DE BLACK DU CHOUCHET dans d'autres secteurs du massif Central.(1)

1.1.3. Les travaux récents.

Autant les travaux anciens mettaient l'accent sur l'importance de la glaciation en Forez, autant les travaux récents se sont acharnés à la nier. L'explication de ce curieux retournement réside pour une bonne part dans les méthodes de la géomorphologie. A une géomorphologie de carte et fortement imprégnée de l'esprit de système a succédé une géomorphologie plus exclusivement fondée sur l'analyse des formes du terrain.

Les affirmations suivantes sont révélatrices à cet égard: pour P. GLANGEAUD il serait "invraisemblable en effet que cette chaine montagneuse qui possède un relief plus accentué que les Vosges (...) n'ait pas subi l'action glaciaire de ces dernières régions". Pour R. ETIENNE (1970), la prospection du massif n'a révélé "aucun dépôt ni autre type de modelé qui permette d'affirmer une empreinte glaciaire, en particulier rien qui puisse justifier le terme de cirque".

L'analyse des formes étant difficile dans un terrain boisé, sans chemins, accidenté, dénué de coupes, la reconnaissance d'un modelé de glacier peu dynamique, où les formes lorsqu'elles existent sont toujours ébauchées ou mal venues, bâtardes, se révèle aléatoire. C'est probablement là une des raisons qui explique la négation de la glaciation forézienne dans les travaux récents.

R. ETIENNE n'affirme avoir identifié que des formes périglaciaires dans un travail dont le thème essentiel est -il est vrai- tout autre.

---

(1) Une analyse de ces conceptions est faite dans le travail de Y. VEYRET (1981)

J. SUDRIES (1969) a consacré un travail à la recherche de phénomènes glaciaires en Forez. Ses conclusions fort nuancées remettent en question celles de B. DU ROSELLE. Rien selon lui, ne permet de conclure à un englacement du massif. Quelques organismes locaux ont pu certes se développer dans quelques vallées et notamment au Fossat où il interprète la roche en conque de navire comme un erratique et il signale un cirque à Chorsin.

C. ROUSSET (1975 et 1977) est plus catégorique encore en niant toute possibilité de glacier en Forez. Dans un travail sur l'Aubrac puis dans une polémique avec Y. VEYRET, il insiste sur l'impossibilité de trouver quelque forme qui ne puisse s'expliquer par la seule solifluxion.

1.1.4.Le travail d'Y. VEYRET.

Dans le cadre d'un travail plus général sur les limites d'englacement dans le Massif Central, Y. VEYRET aborde le problème de l'éventualité d'une glaciation en Forez. Ses conclusions, au moins quant à l'extension du glaciaire sont voisines des nôtres. La carte (Fig. 4.1.) montre que l'extension proposée est très voisine de celle présentée en 1980 (2). Sur le versant occidental, des cirques sont décrits dans les vallées du Fossat, de Versades; sur le versant oriental, dans les vallées du Lignon, (notamment à la Loge et la Chamboîte) de Pierre Brune et, au Sud, à l'amont de l'Ance.

En revanche, les certitudes de cet auteur sont beaucoup moins affirmées à propos de l'existence d'une calotte. La possibilité en est évoquée à deux reprises (3) sans qu'une conclusion absolue puisse être proposée. L'étude des dépôts glaciaires des vallées principales est menée sous la forme d'une description des accumulations principales: "ces dépôts ne sont pas très conformes aux accumulations glaciaires traditionnellement décrites dans les vallées. Ils sont liés à un type d'englacement particulier (...) Ils évoquent davantage des glaciers couverts, des glaciers noirs que des formations morainiques au sens propre du terme".

La dynamique du glacier forézien ne fait pas l'objet d'une étude particulière: ce problème est étudié globalement pour l'ensemble des massifs orientaux. (Mezenc, Tanargue, Lozère, Margeride) La seule notation à retenir sur le cas particulier du Forez est la suivante: "l'englacement a pris naissance sur le flanc oriental, le mieux alimenté, par grossissement, coalescence: les glaces des cirques orientaux ont donné naissance à une petite calotte qui s'est déplacée vers l'Ouest et le Sud-Ouest comme l'indique le démantèlement des tors".

---

(2)B. ETLICHER 1980. Ce chapitre reprend, pour une large part, les conclusions de ce ce travail.

(3) Aux pages 460 et 463. Dans cette dernière, sa présence est plus nettement affirmée.

1.2. CONCLUSION: UN PROBLEME DELICAT.

La conclusion qui s'impose à la lecture de ces brefs rappels est la difficulté qu'ont les chercheurs à cerner le problème faute de formes et de dépôts suffisamment caractéristiques. Cet aspect s'explique par la spécificité d'un glaciaire qui se trouve en position-limite: l'altitude trop faible du massif, son extension, trop limitée, n'a pas permis aux organismes glaciaires de marquer le paysage d'une empreinte suffisamment vigoureuse. Cette idée déjà avancée par Y. VEYRET doit contraindre le chercheur à accorder une grande attention aux critères à retenir pour définir le glaciaire. Aussi l'extension proposée doit être considérée comme minimale: dans de nombreux secteurs d'altitude, les coupes manquent et les formes sont peu parlantes. On ne peut que rester très prudent dans ces conditions en souhaitant que des recherches ultérieures permettent de lever ces imprécisions.

Le déchiffrage des formes reste trop souvent le seul critère d'identification possible dans les secteurs pétrographiquement homogènes. Or les auges glaciaires, les vallums morainiques sont loin d'exister partout, surtout dans les secteurs en marge du glacier. Souvent n'existent que des dépôts: leur identification n'a été faite que là où le critère pétrographique permettait d'exclure tout autre origine. Le recours aux marqueurs pétrographiques à donc été systématique. Grâce à la bonne connaissance de la éptrographie du socle et du volcanisme qu'ont apporté les travaux des géologues, il est possible dans la majeure partie des cas de présenter des conclusions plus assurées. Seul le secteur de l'Ance, qui est le plus homogène mais aussi celui dont les formes sont les plus ambigües refuse encore de livrer son histoire...

En revanche, l'argument du bousculage des tors proposé par Y. VEYRET (1981) (4) n' a été utilisé qu'avec d'infinies précautions; certains tors présentent en effet des traces de déplacement nettes. Les conclusions qu'on en tire, notamment du point de vue du sens d'écoulement de la glace, sont parfois en contradiction avec le modèle dynamique que l'on peut déduire d'autres sources, voire parfois de la simple logique. Il semble bien que les tors aient davantage enregistré des mouvements locaux dont il serait dangereux d'induire un mouvement généralisé de la calotte.

Ces remarques conduisent à faire comprendre que les limites de la glaciation présentées ici (Fig.4.1.) sont des limites minimales qui n'ont pas partout le même degré de certitude. Néanmoins, en utilisant la totalité des critères disponibles, cette proposition peut être considérée comme un estimation assez proche de ce que devait être la glaciation en Forez.

---

(4) Thèse p.461.

2. LES FORMES GLACIAIRES EN FOREZ.

Deux grandes familles de formes glaciaires doivent être distinguées: les vallées d'abord, dont la présence ne souffre pas de discussion; le glaciaire du plateau ensuite, dont la présence même doit être démontrée.

2.1.LES FORMES DES VALLEES GLACIAIRES.

La dissymétrie entre les deux versants foréziens apparaît nettement dans le nombre et la longueur des vallées englacées.

2.1.1. Le versant occidental présente des langues courtes

Plusieurs vallées ont été envahies par les glaces sur le versant auvergnat mais sur une distance assez courte.

- La vallée des Reblats prend naissance dans un ensemble de cirques à la Croix du Fossat. Les versants sont très raides et les affluents dessinent des gorges de raccordement ou même des cascades comme le ruisseau des Pradoux. Le fond est encombré de matériel morainique qui est parfois mouluré notamment dans la partie aval ou un bourrelet longitudinal est identifiable.

- A l'opposé de la précédente, la vallée du Vertolaye montre un inventaire miniature de toutes les formes glaciaires: cirque de la croix du Fossat, succession de verrous et parois d'auge aux roches de la Pause, lac comblé derrière un barrage à la ferme du Fossat d'où émerge la célèbre "roche en conque de navire" décrite et interprétée comme un erratique (B. DU ROSELLE, 1950 et J. SUDRIES, 1969), moraine d'un stade de retrait à Pré Daval (1200 m d'altitude), vallum de Chez Lire à 1180 m. démantelé par le torrent, langue longitudinale de rive droite sur 700 mètres en aval du vallum.

L'extension maximale de la glace n'est pas connue avec précision dans cette vallée: des blocs allochtones se retrouvent plus en aval notamment à Langelat, à 990 m en rive gauche; plis bas encore, les coupes de la Chambre-basse montrent un matériel en vrac où les blocs sont, de toute évidence, émoussés au centre du talweg et nettement moins sur les bords de la vallée. L'interprétation retenue, celle d'un cône torrentiel, n'est que conjecturale et l'hypothèse d'un dépôt morainique ne peut être totalement écartée.

En revanche, du matériel morainique partiellement remanié sur le versant a pu être observé pendant l'été 1980 dans une coupe ouverte à Croix-de Vie à 900 mètres d'altitude seulement. L'origine locale du dépôt est à exclure compte-tenu de la variété pétrographique dans un versant où affleure exclusivement le granite à deux micas type Olliergue. L'altération poussé de la formation n'a malheureusement pas permis le prélèvement d'échantillons pour la morphométrie des galets.

La longueur de la langue glaciaire peut donc être estimée à 4 ou 5 kilomètres, et davantage lors d'un épisode plus ancien.

- La vallée de la Faye est la répétition de la précédente avec la même orientation conforme aux zones de failles et fractures de ce versant livradois. La forme de cirque est moins nette à l'amont mais les versants de la vallée sont bien raides; le fond est encombré de moraines à blocs et l'ensemble se termine par un bourrelet pierreux à la ferme de la Faye à 1015 mètres d'altitude. Ce bourrelet peut être considéré comme l'ultime avancée de la glace dans cette vallée.

- D'autres petits organismes existent dans des vallées plus courtes: au Bois de l'Hôtesse, une moraine pierreuse en forte pente descend jusqu'à la route menant au Col des Supeyres vers 1180 m d'altitude. Il en est de même des formes qui se développent dans la montagne de Monthiallier notamment sur son versant Sud-Est au pied des rochers de la Fromagère et sur son versant Nord-Ouest à la Jacine. Culminant à 1557 mètres d'altitude, ce sommet a nourri deux langues de blocs sur des distances de près d'un kilomètre de long. Dans les deux cas, les formes ne sont qu'à l'état embryonnaire avec toutefois, sur le versant méridional, une amorce de vallum dessiné en aval des Jasseries de Billeyre à 1100 m d'altitude.

2.1.2 Le versant oriental présente des langues plus longues.

Les organismes sont nettement plus nombreux sur ce versant et, pour la plupart, leur développement est plus complet: il serait néanmoins, à de rares exceptions près comme dans la vallée de Chorsin par exemple, quelque peu optimiste de parler de glaciation alpine.

- Au Nord, le Lignon de Jeansagnières prend naissance dans le cirque du Bois des Boules, cirque peu profond et très évasé comme il en existe beaucoup dans cette partie du massif. Le remplissage tourbeux, particulièrement épais, renforce assurément cette impression. Une première moraine très bien conservée, ferme la vallée au Jas de Chez; après une gorge en forme de verrou, un ombilic se développe empli de moraine, qui se termine par un talus raide à l'amont de Jeansagnières vers 1000 mètres d'altitude.

-Le Lachet prend naissance au col du Béal dans un cirque de même type "forézien". La vallée s'encaisse assez brusquement après le passage d'un verrou à Bayet, et l'ombilic qui se développe à l'aval se termine au Cluzel à 1000 m d'altitude par un barrage morainiqe transversal. Plus à l'aval, le torrent circule sur un remblaiement alluvial et il n'y a plus de bourrelet; cependant, sur le versant de rive droite, la vallée présente un replat plus ou moins développé: il n'existe de coupe qu'à l'aval, le long de la route menant de Chalmazel à la station de ski. Ces coupes révèlent une formation morainique constituée de blocs et de galets emballant une matrice sableuse ou plus souvent sablo-argilo-limoneuse localement fortement compactée. Cette formation atteint le hameau de Lachet. La glace est donc parvenue sur le plancher de l'alvéole de Chalmazel.

- Le Lignon de Chalmazel prend sa source dans le secteur le plus étroit de la ligne de crêtes au col de la Chamboîte; courte et rectiligne, axée sur une fracture, la vallée est fermée par un double bourrelet de blocs au pied de la station du télécabine des Granges. Il descend en-dessous de Chez Jacon à 1100 mètres d'altitude. Ce bourrelet est partiellement pierreux, évoquant les moraines lavées; il a obligé le Lignon à remblayer à l'amont.

- La vallée de la Morte ou de l'Eau Morte est parallèle à la précédente. Elle présente un système plus complexe de cirques et de vallées suspendues (Fig.4.2.). Ces cirques se développent immédiatement sous Pierre-Sur-Haute et une part de son alimentation provient du plateau. Des esquisses d'épaulement sont même reconnaissables à l'aval de la confluence avec les vallées suspendues en contre-haut de la Loge de la Morte; ces derniers sont le plus souvent comblés par des tourbières. L'ensemble se termine par un ancien lac comblé de un kilomètre de long où les coupes révèlent des galets dans une matrice sableuse. Il résulte du double barrage

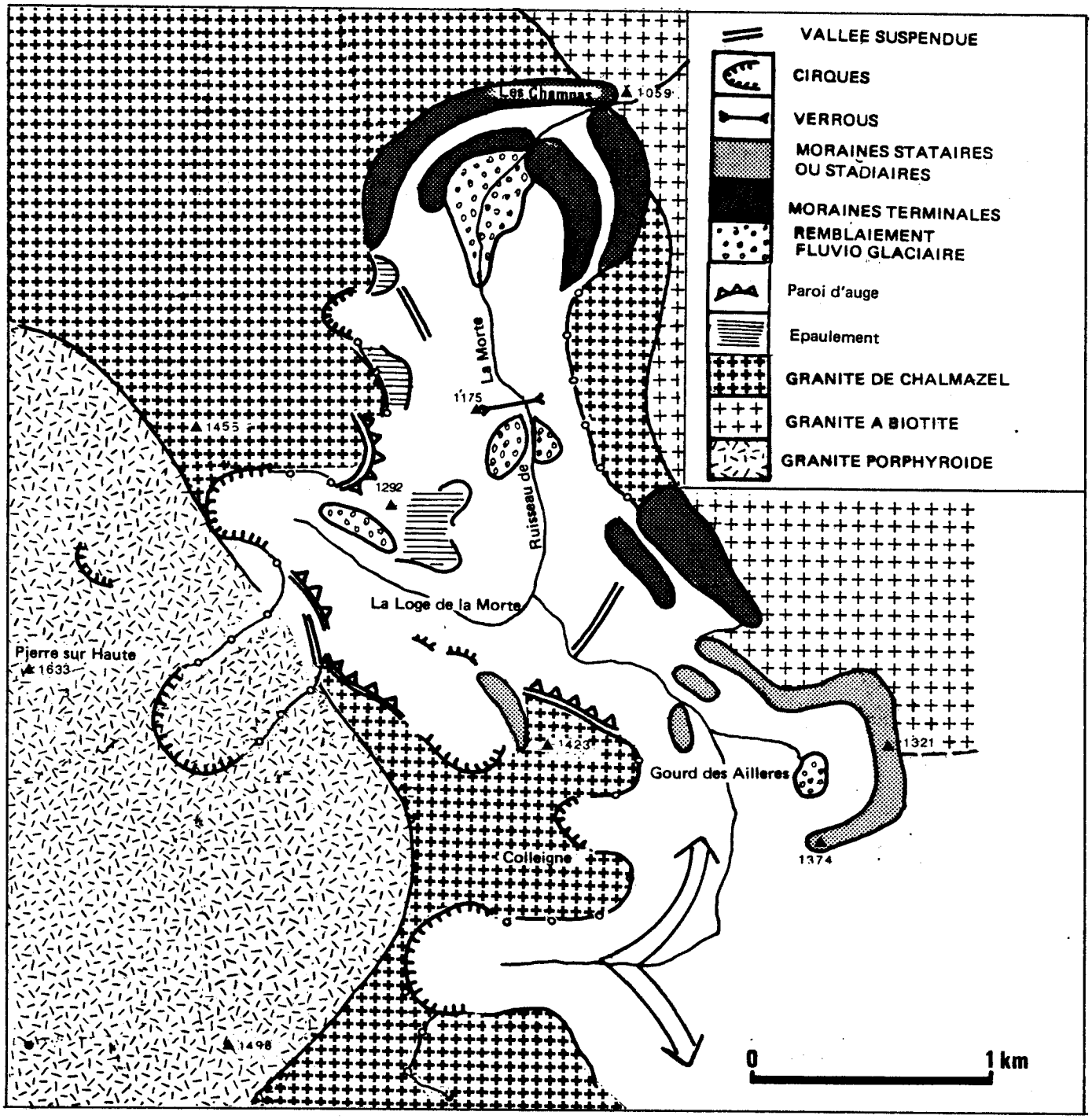


Fig. 4.2. LE SYSTEME GLACIAIRE DE LA MORTE

en forme de vallum morainique nettement arqué à 1080 et 1120 mètres d'altitude. La hauteur de l'ensemble atteint les 100 mètres et est composé de blocs de toutes tailles.

Malgré des conditions d'observation difficiles sous un dense couvert forestier, ces vallums paraissent être les plus volumineux de tout le massif forézien. L'interprétation des photgraphies aériennes est ici indispensable pour lire les formes du modelé. (5) Comme pour le Lignon cette moraine dite des Champas se révèle double, témoignant de deux maximas d'extension proche.

---

(5) Présentées dans une publication de la revue photo-interprétation (B.ETLICHER,1977)

- Plus au Sud, le système du Chorsin est le plus complexe et le plus étendu de toutes les vallées foréziennes. A l'Ouest, (Fig. 4.3.), le ruisseau de PierreBrune prend naissance sur le plateau de la Richarde par un cirque évasé à l'Oule, immédiatement sous la ligne de crête à 1450 mètres. L'encaissement est rapide dans une belle auge longue de 3,5 kilomètres dans les Bois de L'Oule et de Chorsin. Les parois rocheuses, souvent verticales évoluent par gélivation et éboulement; hautes de 100 à 150 mètres, elles dépassent localement trois cents mètres à l'aval. Le matériel morainique en bourrelets successifs occupe le fond de l'auge. Dans le Bois de Chorsin, à la confluence du ruisseau de Chorsin issu des Plateaux de la Roche Gourgon, les bourrelets morainiques à gros blocs se multiplient en un ensemble d'autant plus confus que les conditions d'observation sont déplorables. Après le verrou de la cascade de Chorsin, un ombilic comblé correspondant à une clairière est limité par un bourrelet de 40 mètres de haut précédant une zone confuse de gros blocs dont l'un dépasse 500 mètres cubes. (6)

Après la Font Fort et sa source chaude, un énorme barrage de blocs sans matrice, en grande partie démantelé, est oblique dans l'axe de la vallée; il est précédé par un second amas de blocs emballés dans des fines dont la forme ne peut être exactement précisée et qui s'étend vers l'aval jusqu'au droit de la Sagne Riante, ferme marquant l'extrêmité de la vallée.

En rive droite, le ruisseau de Pierre-Brune reçoit le Chorsin qui est une autre vallée glaciaire quoique fort de modelé fort différent: il s'agit d'une vallée courte, peu creusée à l'amont, faite d'une succession de verrous feutrés de moraine et d'ombilics comblés par le ruisseau puis modelés en glacis périglaciaires par les apports latéraux des versants. Aux Planches, un bourrelet morainique de faible hauteur ferme la vallée immédiatement au-dessus du cirque affluent de Pierre Brune. Il n'en est pas moins bien dessiné et responsable d'une accumulation en amont. Une carrière le long du chemin de Courreau à Garnier révèle une accumulation fluvio-glaciaire adossée latéralement à la moraine formant terrasse de Kame. Toutes ces formes sont suspendues au-dessus de la vallée de Pierre-Brune: le torrent franchit la paroi du cirque des Planches par une cascade de 100 mètres de haut valant à la vallée de Pierre Brune le nom de vallée des cascades.

En rive gauche, le schéma est tout-à-fait semblable: une série de cascades tombent du plateau du Gros Fumé dans le cirque de Chorsin: ce cirque "vosgien" est unique en Forez par l'ampleur de la forme et la netteté du surcreusement, peut-être même dans tout le Massif Central en matériel granitique. Il s'ouvre au Sud-Est, large de 350 à 400 mètres, haut de 300 mètres et doit certainement une part de son développement à la présence de fractures jalonnées de sources hydrothermales. L'évolution des versants du cirque est celle de corniches à pinacles et éboulis, la décompression après le départ de la glace étant responsable d'importants éboulements bien visibles sur le terrain et en photographie aérienne en-dessous des Jasseries de Molinvé. C'est le seul endroit en Forez où des phénomènes de décompression peuvent être observés et imputés à la déglaciation. Ce fait confirme que nulle part ailleurs, l'épaisseur de la glace ne fut aussi grande.

Une moraine latérale s'échappe de ce cirque et limite la vallée jusqu'à la confluence de la Font Fort. Trois bourrelets, dont deux posés sur des verrous accidentent le profil de la vallée. L'un d'eux a dévoilé des roches striées permettant de préciser le sens d'écoulement de la glace vers la Font Fort. En aval de la Sagne Riante, une coupe en travers d'un affluent a mis au jour du matériel morainique issu du plateau du Gros Fumé à 940 mètres d'altitude: elle révèle une avancée des glaces plus lointaine que les témoins de la vallée principale ne le laisseraient supposer.

---

(6) L'aspect unique et inhabituel de cette vallée pour le paysan forézien renforcé par le caractère sinistre du paysage, la violence des orages, la durée de l'enneigement n'est pas étranger à la légende qui entoure cette vallée hantée.

- La vallée du Vizézy se développe au pied de la Roche Gourgon. Un cirque bien dessiné s'étire vers le Nord-Est au pied de la roche Bazanne. Il est fermé au Jas du Compère par une moraine bien modelée à 1320 mètres d'altitude. Le torrent s'encaisse immédiatement à l'aval et une seconde accumulation jalonne le maximum d'extension des glaces à la cote 1136. Le schéma de cette vallée est curieusement la copie de celle du Lignon de Jeansagnières.

- La vallée de la Trézaillette prend naissance dans un cirque à peine ébauché au Nord de Champbey; de la jasserie des Sagnes au débouché du cirque, jusqu'à Champbey, on peut suivre une accumulation morainique qui ne semble pas dépasser le un kilomètre de long bien qu'un certain nombre de blocs, issus du plateau, plus en aval sur les versants de la vallée laisse planerle doute.

- Au Sud, de petits organismes ont existé sous forme de langues courtes, laissant des trainées de matériel allochtone: tel semble être le cas du Cotayet et du ruisseau du Palais.

- Le bassin de l'Ance présente le problème le plus irritant. Une alimentation glaciaire est manifeste sur l'Ance, l'Ancette, la Vayssières et le Ruisseau Noir. Une série de cirques est nettement dessinée au Bois du Petit Goulet, du Grand Goulet, sous le plateau des Egaux. Elle n'est qu'ébauchée aux Combes Hautes et à la Chau Dure. Les dépôts du verrou de la jasserie du Grand Genevrier témoignent de l'extension de la glace vers le Sud, mais aucune limite ne peut être proposée. La même imprécision affecte la vallée de l'Ancette.

Les formes décrites par J. SUDRIES (1969) à Fayt comme le témoin ultime de l'avancée des glaces ne paraissent pas convaincantes en l'état actuel des coupes. Y. VEYRET place des cirques à l'amont de la vallée de l'Ance et sa carte du domaine englacé (Fig. 4.1.) inclut la vallée de l'Ance à l'amont du Jas de Mas mais exclut le bassin de l'Ancette.

Rien dans ce secteur ne vient malheureusement étayer ce qui n'est qu'une conviction intime de la part des auteurs. Certes, l'étude générale de la dynamique du glacier permet d'avancer des hypothèses logiques mais l'examen des formes et des dépôts se révèle infructueux. Les seules certitudes sont l'existence, sur le versant oriental de la Montagne des Allebasses d'une série de petits cirques bien dessinés de part et d'autre de Prabouré. Dans l'hypothèse où l'on admet que ces cirques sont des organismes autonomes et locaux, on est conduit à envisager pour le glacier de l'Ance une extension voisine de celle d'Y. VEYRET. Dans le cas contraire où ces cirques auraient conflué avec le glacier de l'Ance en modelant un épaulement particulirèment continu de Viallevieille à Gagnaire, l'épaisseur de glace dans la vallée de l'Ance aurait été telle qu'il faut rechercher l'extrémité du glacier de l'Ance en aval de Saint Anthême. Cette seconde thèse, audacieuse, ne peut être totalement écartée à priori. Elle s'accorderait bien avec un glacier de l'Ance évacuant une grande part des glaces du plateau méridional ainsi que l'étend Y.VEYRET (7).

Ce secteur pose le problème de l'existence du glacier de plateau , sujet de désaccord privilégié entre les auteurs.

2.2. LE GLACIER DE PLATEAU.

L'extension des glaciers de vallée apparaît déjà considérable puisque certaines langues atteignent plusieurs kilomètres de long; mais l'étude plus précise des formes conduit à étendre l'englacement à une partie du plateau sommital comme le montre la carte de l'extension des phénomènes glaciaires.

---

(7) Thèse page 462 (1981)

2.2.1. Des témoins indiscutables.

Des cirques se développent sur la ligne des crêtes et émettent des langues qui s'étalent sur les hautes surfaces. A l'Ouest des jasseries de Colleigne, notamment à 1450 mètres d'altitude, la divergence des langues de glace issues des Grands Chars se traduit par le décapage poussé des altérites en direction de la Morte au Nord et du ruisseau de Pierre-Brune au Sud.

Diverses accumulations morainiques parsèment la totalité du plateau du Gros Fumé: une moraine au Gourd Des Ailhères permet le développement d'une tourbière sous la jasserie du Gros Fumé. La jasserie elle-même est construite sur une autre éminence qui n'est qu'un cordon morainique méridien repérable sur la photographie aérienne sur une longueur d'un kilomètre des jasseries Renat à la cote 1340.

D'autres moraines sont repérables entre Gourgon et la Grande Bazanne, notamment au lieu-dit les Bazannes à 1363 mètres d'altitude.

Plus à l'Ouest, au débouché des vallées de Pégrol et de la Goutte de l'Oule à 1398 mètres d'altitude, des moraines moulurées de forme drumlinoïdes témoignent de l'extension de la glace dans le vaste bassin entre le plateau de Pégrol et la Croix de Barras.

Partout enfin, des erratiques pointent çà et là au milieu des tourbières ou sur des bosses, isolés de leurs sources d'alimentation. L'utilisation des laves est fort utile comme marqueur pétrographique même si, dans certains cas, on ne peut exclure l'existence de filons inconnus comme source de "pierres volantes".

2.2.2. L'extension du glacier de plateau.

La topographie sommitale est faite de bassins et de lourdes croupes. L'empreinte glaciaire reste très discrète et les formes d'érosion glaciaire sont l'exception. Le cas du Forez n'est pas fort différent de celui des autres massifs orientaux du Plateau Central décrits par Y. VEYRET. L'extension de cet ice cap peut-être précisée dans quelques secteurs mais de nombreuses incertitudes subsistent en raison du faible de cet organisme sur ses marges.

- Au Nord, la glace a recouvert le plateau des Boules à l'Est du Puy Gros. La topographie y est surcreusée en maints endroits et notamment dans la tourbière colonisée par les pins à crochets dite "la Pigne". Dans tout ce secteur, le granite porphyroïde et le granite de Chalmazel montrent un raclage des tors et des chaos de boules souvent déplacés. La netteté du changement de modelé des sommets (Puy Gros et Courtaud) permet d'affirmer qu'ils émergeaient au-dessus de la glace et que la surface du glacier se situait vers 1300 mètres.

- A l'Est, tout le plateau du Gros Fumé était envahi par les glaces venues des cirques de Pierre-sur-Haute: outre les preuves directes par le modelé et notamment la présence de moraines déjà évoquées, l'examen des dépôts de la vallée

de Chorsin révèle pour certains cailloux une origine lointaine.

Les lames minces effectuées dans les galets des moraines permettent d'identifier différents faciès: deux faciès se distinguent sur la moraine latérale à la sortie du cirque.

- Le premier se caractérise par une taille du grain moyenne, une grande richesse en biotite; le feldspath potassique est une orthose plus ou moins perthitique. Les caractères de reconnaissance du granite à biotite (B. CLAVAUD et G. RATSIMBA (1972) y sont nettement visibles.

- Le second, présente une structure plus orientée, cloisonnée par de petits cristaux de quartz engrenés, la muscovite est présente en larges lames saines alors que la biotite est déchiquetée. Les enclaves de plagioclases dans les orthoses sont toutes altérées; ce sont là les caractères de reconnaissance des granites de Chalmazel.

Au Sud, les choses sont moins claires: s'il ne fait pas de doute que l'étage inférieur du plateau en contrebas de la Richarde, de Pégrol et de Garnier a été totalement envahi, on peut se demander s'il en était de même pour les plateaux précédemment cités.

En raison de leur morphologie, il ne semble pas que les plateaux de Pégrol, de La Richarde et du Fossat ont été recouverts: la photographie aérienne révèle la présence de nombreux tors sur la moitié occidentale de ces plateaux et la limite des surfaces raclées apparaît de manière saisissante sur la mission Ambert 1964. Il est vrai que nous sommes là dans un secteur où la glace était assez dynamique pour donner naissance à des surfaces raclées.

Le parcours de terrain confirme ces observations: à l'Est de la piste des crêtes, il ne subsiste aucun tor ou éboulis alors qu'ils sont nombreux sur le versant occidental. C'est dans les cols de la ligne de crête qu'il est possible de voir les tabliers de blocs en-dessous des tors montrant les traces de bousculage vers l'Ouest qui sont largement évoqués par Y. VEYRET (1981) (8). Cette dynamique doit être mise en rapport avec des débordements locaux vers l'Ouest de la calotte sommitale par dessus les cols. La disparition de cette morphologie périglaciaire de gélivation aussitôt la crête franchie, pourrait s'expliquer par une couverture de névé ou de glace protectrice car aucun argument structural ne peut être avancé dans ce cas.

De la même manière, la Roche Gourgon et la Grande Bazanne devaient se comporter en nunataks alimentant le glacier en moraine fraîche. Une limite approximative peut être proposée le long de l'isohypse 1300 mètres pour une glaciation généralisée du plateau: au-delà on n'a affaire qu'à des organismes isolés et distincts les uns des autres: Champbey, la Font du Sac, la Vessières. La différence d'ampleur dans ces dernières vallées des formations avec celles du Vizézy à une altitude comparable, et la présence dans cette dernière de matériaux volcaniques en grande quantité, permettent de fixer une limite approximative des glaces du

(8) Aux pages 461 et 463.

plateau. Entre la Trézaillette et le Vizézy, le plateau de Chateau Gaillard porte d'abondantes formations morainiques qui pourraient être les marges des ultimes avancées de la calotte vers le Sud-Est. Le matériel allochtone fossilise des formations de pentes anciennes dans des coupes qui ne sont malheureusement plus visibles à Cognet.

- Au centre enfin, il convient de se demander si les reliefs dominant la surface sommitale entre la Richarde et le Pas de la Croix emergeaient de la carapace de glace. B. DU ROSELLE soutient cette thèse alors qu'Y. VEYRET dans son texte comme sur sa carte retient la solution opposée. L'argument avancé est le nettoyage des arènes: "il est total dans le domaine le plus élevé du massif, là où précisément, les tors sont bousculés, et les altérites réapparaissent quand on se dirige vers Noirétable et la Chamba." (9)

Il est certain que la cartographie des couverts d'arène peut être un argument de poids pour limiter l'extension d'une calotte de glace. Cependant, dans le cas précis qui est évoqué, il faut bien remarquer que le nettoyage des altérites peut également avoir une origine périglaciaire si la pente est suffisante, ce qui est, en général, le cas sur les reliefs résiduels de Pierre-sur-Haute. Dans ce secteur en effet, la topographie se prête mal au développement d'une calotte: les cirques bien creusés sont nettement sous les sommets où la multiplicité des tors fait songer à une intense gélivation, donc à l'absence de couvert de glace. Enfin, l'absence d'arène, vérifiée sur la surface sommitale, ne l'est pas ici: sous les arènes de ruissellement (10) minéralogiquement peu évoluées, se trouve toujours une couverture d'arènes sablo-argileuses minéralogiquement évoluées. Les analyses de minéraux argileux révèlent la présence en quantité abondante de Kaolinite et de Gibbsite. Indépendamment de l'incertitude qui pèse sur l'interprétation de tels résultats, il ne paraît pas possible d'attribuer de telles arènes à l'altération holocène.

Dans ces conditions, il est plus plausible de reprendre l'idée de B.DU ROSELLE faisant du relief résiduel de granite porphyroïde un nunatak au-dessus de la calotte. Ce schéma est à la fois plus conforme aux observations de terrain et au modèle dynamique de l'englacement tel qu'il peut être construit.

Ainsi délimité, le glacier de plateau était constitué de deux demi-calottes couvrant approximativement deux fois trente kilomètres carrés.

3. LA DYNAMIQUE DU GLACIER FOREZIEN.

La connaissance précise de l'extension des glaces permet d'envisager de cerner les caractères dynamiques de ce glacier, problème qui se pose dans l'espace, épaisseur et géographie des courants de glace, et dans le temps, fluctuations de la surface englacée.

---

(9) Thèse page 461.
(10) Cf Chap. 9.

3.1. EPAISSEUR DES GLACIERS FOREZIENS.

Le problème de l'épaisseur de l'ice cap comme des langues de vallées est délicat à cerner, mais il est essentiel pour saisir l'action morphologique du glacier. La carte (Fig. 4.4.) tente de préciser, partout où c'est possible, l'épaisseur de la glace.

Les critères de définition de l'épaisseur de la glace sont peu nombreux et, en général, difficiles à utiliser: la hauteur des moraines latérales fournit une valeur minimale mais elles sont rares et lorsqu'elles existent, il n'est pas toujours établi qu'elles correspondent à la phase d'extension maximale du glacier. Les valeurs obtenues par cette méthode risquent d'être minorées.

Un second critère est la limite entre les surfaces englacées et les surfaces où les altérites sont conservées. Ce critère n'est utilisable que là où la glace est suffisamment dynamique pour avoir érodé le substrat. C'est loin d'être le cas dans les secteurs marginaux où l'imprécision est grande.

3.1.1. L'épaisseur de l'ice cap.

La carte fait apparaître la faible étendue où les glaces sont épaisses: à l'exception des plateaux autour de la Richarde et du Gros Fumé les glaces s'étendent assez loin mais sans grande épaisseur.

Sur le plateau, elle n'atteint 100 mètres que sur le plateau du Gros Fumé et dans les cuvettes à l'Est de Pégrol. Au Sud-Est, autour de Gourgon, l'épaisseur ne dépasse pas 50 ou 60 mètres: nulle part, le dyke qui n'est saillant que de 100 mètres ne fut recouvert, sa morphologie en témoigne.

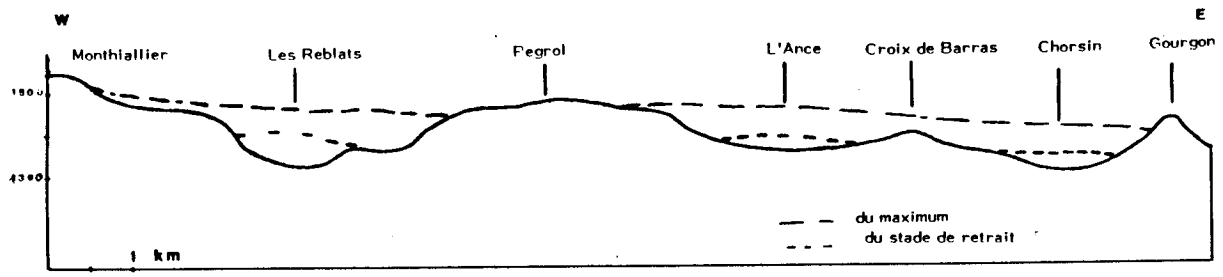
Sur le plateau des deux Boules au Nord, l'épaisseur peut être estimée à 80 mètres grâce au nunatak du Puy Gros et seulement de 30 mètres vers l'Est à Courtaud. Cet amincissement rapide vers l'Est explique que, en beaucoup de points, la calotte ne soit pas parvenue à la bordure du plateau; c'est vrai au Rocher de l'Olme et au rocher Faradia au-dessus de Chalmazel; c'est vrai également à l'Est de Gourgon et des Bazannes où la montagne de Bondoux fut épargnée.

Cette minceur explique que, très souvent, la limite de la calotte ne coïncide pas exactement avec la bordure du plateau contre toute attente.

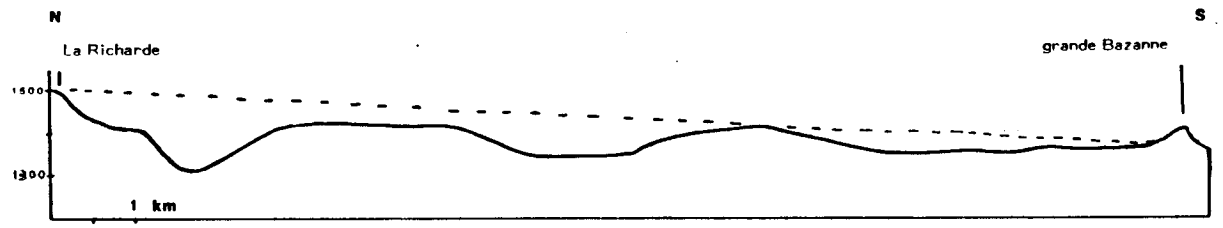
L'alignement des hauteurs médianes de Garnier (1421 m) et de la Croix-de Barras (1413 m) devait être recouvert. Situés dans l'axe médian du plateau, ces sommets se trouvent là où la glace était la plus épaisse. Compte tenu des observations de photo-interprétation, la surface du glacier devait se trouver vers

1450-1480 mètres à la Richarde, dans l'axe du plateau. Les coupes qui tentent de reconstituer le profil général de la calotte montrent que sa surface était tangente à cet alignement; sur les hauteurs, l'épaisseur de glace devait être si faible que tous les volumes rocheux ont été conservés et que le rôle de protection vis-à-vis du gel a pu s'exercer complètement.(Fig. 4.5). La différence de modelé entre la roche Gourgon et les autres croupes s'explique ainsi: elle ne dépassait pas tant en raison de son altitude supérieure, qu'à cause de sa position plus excentrée par rapport à l'axe de la calotte.

Ainsi déterminée, l'épaisseur de la calotte variait de 50 à 80 mètres, localement 100 mètres dans les cuvettes surcreusées. Cette approximation concorde tout-à-fait avec les valeurs données par les abaques de A. CAILLEUX et G. LAZREC (1972) qui donnent 60 à 80 mètres d'épaisseur pour des glaciers de cette étendue.



Profil transversal



Profil longitudinal

Fig. 4.5. COUPES DU GLACIER FOREZIEN

Cette méthode permet même, par le calcul, d'avancer une limite méridionale du glacier là où précisément, l'incertitude des formes de terrain est la plus grande. En examinant la hauteur des nunataks vers le Sud, et en tenant compte de l'amincissement progressif de la calotte dans cette même direction, le calcul placerait l'extrêmité du glacier un peu au-delà des Bazannes, à la limite des Hautes Chaumes actuelles, là où le plateau redevient boisé. Ceci explique que les vallées issues du plateau au Sud du Vizézy et peut-être de la Trézaillette n'ont pas été envahies par la glace du plateau: seul, le piège du Cotayet a alimenté un organisme

local plus proche du névé que du glacier. Ni la Curraize, ni la Vaissières, ni l'Ancette n'auraient joué le rôle d'émissaire de l'ice cap car celui-ci n'arrivait pas à l'extrêmité du plateau.

Il est curieux de constater que cette limite théorique correspond avec une ligne de tourbières en avant d'un bourrelet topographique. Bien visible même sur une carte topographique au 1/50000 entre la Grande Bazanne et Probois, elle pourrait marquer le stationnement de la marge du glacier; les sondages effectués dans cette tourbière révèlent l'ancienneté de l'accumulation de tourbe et la présence d'un remplissage sablo-graveleux sous la tourbe. L'alignement de hauteurs de la petite Bazanne à Chateau-Gaillard, dissymétrique vers le Nord, pourrait faire songer à un vallum marquant l'extrême avance du glacier.

Dans cette hypothèse, les moraines de Probois déjà décrites, ne seraient qu'un élement d'un ensemble plus vaste, haut de 70 mètres, long de 1,5 kilomètres. Cette hypothèse ne peut être vérifiée sur le terrain car les formes restent équivoques et aucune coupe ou affleurement convenable ne permet de déterminer si les blocs épars ne sont qu'un mince manteau sur une croupe rocheuse ou la partie visible d'une accumulation morainique. Quelle que soit l'hypothèse retenue, il est fort vraisemblable que l'on se trouve là devant l'ultime avancée de la calotte qu'elle ait construit une accumulation ou qu'elle se soit bloquée derrière un seuil rocheux.

3.1.2. L'épaisseur des glaciers de vallée.

La minceur de l'ice cap ne permettait pas aux langues de s'avancer bien loin dans les vallées. Partout, les bourrelets morainiques se situent immédiatement à l'amont des vallées qui échancrent le plateau. C'est aussi bien le cas pour le Vizézy au Jas du Compère que la Trézaillette à Probois et à Pivadan. Une situation tout-à-fait comparable peut être décrite dans la partie septentrionale du glacier, dans la vallée du Lignon de Jeansagnières notamment.

La faible épaisseur de l'ice cap dans ces secteurs marginaux explique la vitesse réduite des émissaires, donc leur fusion rapide d'autant qu'ils se trouvaient en totalité dans la zone de fusion qui coïncidait à peu près avec la bordure du plateau.

La situation était fort différente dans quelques grandes vallées autour de Pierre-sur-Haute. Là où le glacier de plateau dépassait 80 mètres d'épaisseur, et où la totalité de la surface du plateau se trouvait dans la zone d'accumulation, des émissaires puissants et rapides ont pu être capables d'érosion et d'accumulation notables. Ces courants de glace active, peu nombreux sur la figure n° 4.4. ont cependant une importance considérable dans le modelé glaciaire du massif.

Ainsi la vallée de Pierre-Brune a été modelée par un glacier de 180 mètres d'épaisseur à en juger par la position des langues affluentes. Dans la vallée de la Morte voisine, l'épaisseur peut être estimée à 100 mètres au moins par la position des épaulements qui accidentent le versant. A l'amont de la vallée du Fossat, l'examen des photographies aériennes conduit aux rochers de la Pause à estimer

à 130 ou 150 mètres l'épaisseur du glacier. Quant au cirque de Chorsin, la hauteur des parois, seule, est de 200 mètres.

Ces chiffres montrent, malgré la part d'hypothèse relative à ce genre de reconstitution, le contraste fondamental entre la présence de quelques langues actives peu nombreuses mais dont l'importance reste modeste par rapport aux autres massifs d'altitude comparable et la multitude de petits organismes dont le budget devait être fort peu actif.

Ce n'est que dans le premier cas que les langues ont pu descendre en-dessous de la ligne des neiges permanentes et atteindre des altitudes assez basses (900 à 1000 mètres dans la vallée de Chorsin).

3.2. LES FLUX DE GLACE

L'étude des flux de glace vise à préciser pour chacun des organismes, la part qui revient à l'alimentation locale et la part qui revient à l'évacuation des glaces du plateau.

La dynamique de la formation de l'ice cap diffère du modèle présenté dans d'autres secteurs du Massif Central et particulièrement du Cantal (A. GOER DE HERVE et Y. VEYRET). Ce modèle explique l'englacement du plateau par un débordement des glaces des vallées lors d'une crue soudaine: cette thèse ne peut être retenue ici car elle suppose la présence de langues très actives ayant leur source d'alimentation à une altitude suffisante.

L'examen détaillé du plateau du Gros Fumé suggère un autre modèle: on y constate qu'un épisode tardif a laissé une ligne de moraines en avant du Gourd des Aillères suivant une direction méridienne; à cette époque, le glacier était une sorte de lobe "de piémont" sur la surface sommitale issu du relief résiduel de Pierre-sur-Haute et des cirques de Colleigne. Il est facile d'imaginer selon le schéma (Fig. 4.6) que la péjoration du climat aurait pu conduire à partir de ce lobe à un englacement total du plateau puis à un débordement divergent vers les vallées en contrebas, celle de la Morte et de Chorsin. C'est donc une alimentation de plateau suivie d'un débordement dans les vallées qu'il faut envisager ici.

L'étude des dépôts permet de préciser l'origine du matériel morainique lorsque la variété pétrographique est assez grande; par suite, une reconstitution des flux de glace peut être possible. Cette analyse confirme en tous points le modèle présenté ci-dessus mais s'avère parfois délicate à mener. Le seul examen

les granites porphyroïdes et de Chalmazel, avec de nombreuses enclaves dioritiques au col de la Chamboîte.

Le cas de la vallée de la Morte est intermédiaire: tous les types pétrographiques apparaissent:granites de Chalmazel et porphyroîdes reflètent le bassin-versant proche, les roches basiques et le granite à biotite l'alimentation à partir du plateau du Gros Fumé. L'ampleur même des bourrelets suppose une alimentation en provenance du plateau.

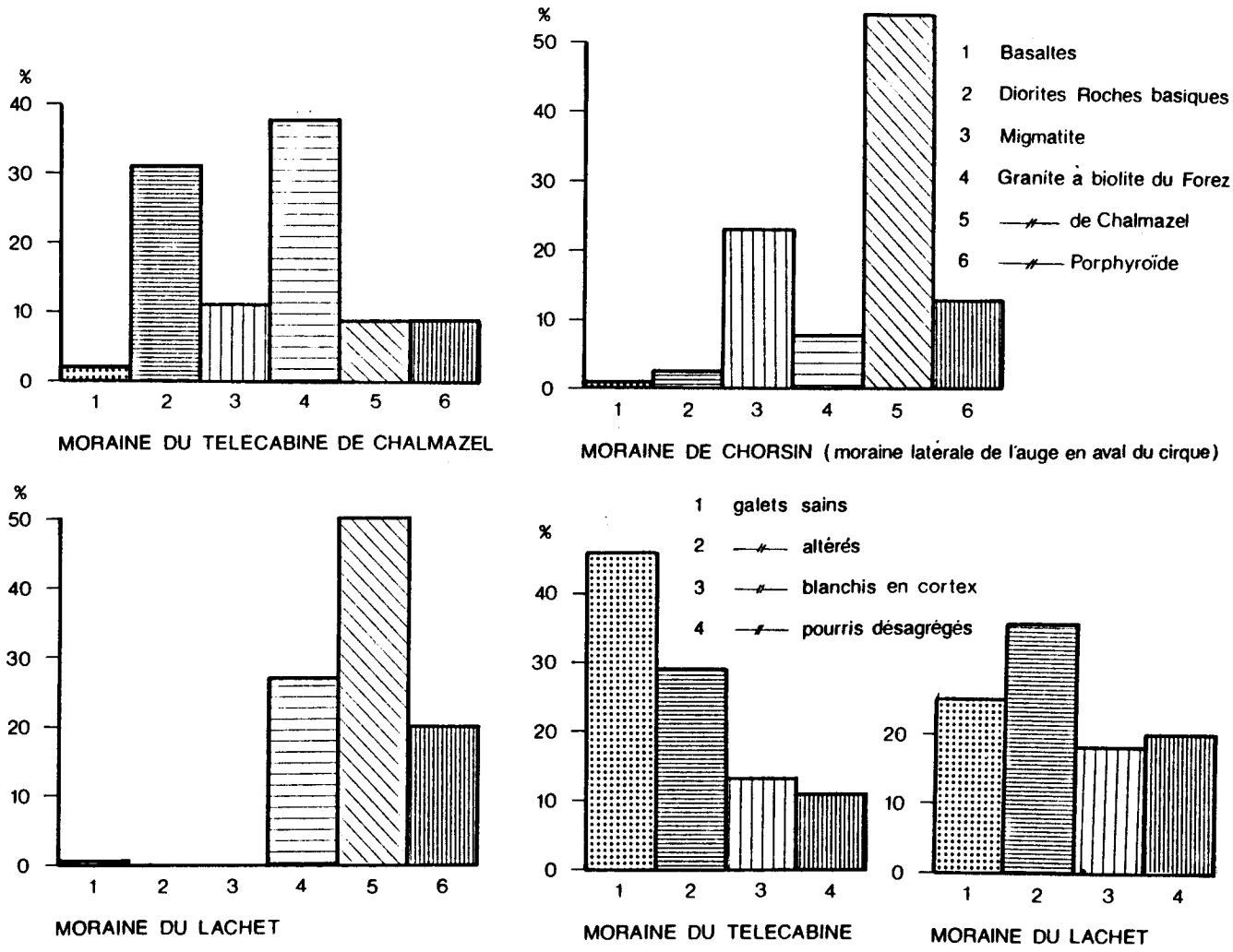


Fig. 4.7. PETROGRAPHIE DES MORAINES

Sur le versant occidental, une telle étude est rendue plus délicate par la médiocrité des cartes géologiques. La cartographie de G. BEAUFILS (1966) ne permet pas le même degré de précision dans l'analyse. Il faut cependant remarquer que, dans les vallées principales et notamment celle de Vertolaye, le matériel constituant les moraines est local: granite de Chanserre, granite de Chalmazel, et granite porphyroïde. Tous affleurent sur le versant occidental. La preuve d'un apport en provenance du plateau ne pourrait être donnée que par la présence de lave ou de granite à biotite qui forme la totalité de la surface sommitale au Sud de Pégrol.

Il n'a pas été retrouvé de manière indiscutable dans les moraines.

L'alimentation strictement locale du versant occidental suggérée par l'analyse des dépôts reflète bien la dissymétrie des organismes des deux versants.

L'étude des flux de glace montre donc une opposition entre des organismes plus petits et à alimentation locale à l'Ouest, des organismes drainant une partie du plateau et pour cette raison, plus long parfois à l'Est. Il est significatif de constater que, sur le versant oriental, les organismes à alimentation exclusivement locale sont courts (comme le Lignon) aussi actifs soient-ils.

Cette étude des flux de glace montre donc bien un déplacement vers l'Est de la calotte et non vers l'Ouest comme le proposait Y. VEYRET. Sans nier la possibilité de déplacements locaux dans cette direction au droit des cols, on est conduit à admettre une dynamique générale de l'ice cap dans la direction opposée conformément d'ailleurs à la dissymétrie topographique et structurale du massif.

Dans les secteurs méridionaux, l'alimentation est strictement locale. Ainsi les débris de la Roche Gourgon ou des Bazannes ne dépassent pas la vallée du Vizézy. Il faut également reconnaître que l'homogénéïté pétrographique dans cette région rend vaine toute recherche de marqueurs.

3.3. LES ETAPES DE LA GLACIATION FOREZIENNE.

L'examen des formes glaciaires dans les vallées a montré l'existence de plusieurs bourrelets successifs dans la plupart d'entre elles. Il est tentant, à partir de ces données, de rechercher s'il s'agit de la marque de plusieurs stationnements du glacier qui traduiraient des phases de croissance et de décroissance de la glaciation.

Tous les bourrelets présentent du matériel frais. L'altération n'est guère notable au niveau des blocs et des galets. Les galets sains représentent souvent plus de la moitié de l'effectif total; les galets altérés - il faut entendre par là des galets cohérents mais où les marques d'altération, le plus souvent exsudation du fer des biotites sont visibles en profondeur - représentent environ un tiers au moins comme en témoignent les comptages effectués sur les moraines du Lachet et du Lignon (télécabine).(Fig. 4.7).

En revanche, l'interprétation des matrices est plus délicate; elle ne peut être menée que par comparaison avec d'autres formations et après une réflexion sur la signification des altérations dans ce type de milieu. A titre descriptif, signalons cependant qu'au niveau des sables comme des minéraux argileux, des situations assez variées sont représentées. (Tabl. 4.1.)

	Quartz		Feldspaths potassiques		Feldspaths plagioclases.	
	%	ratio	%	ratio	%	ratio
Moraine terminale Chorsin	50	1,6	18,5	1	21	0,6
Moraine latérale Chorsin	32	1	19	1	17	0,57
Moraine de retrait Chorsin	32	1	15	0,9	20	0,59
Moraine du Lachet	60	2	25	0,7	0	0
Moraine du Lachet Paléosol	84	2,5	10	0,37	0	0

ratio : Rapport entre : $\frac{\text{\% du minéral dans la moraine}}{\text{\% du minéral dans la roche du bassin versant}}$

Tab. 4.1 MINERALOGIE DES MATRICES DES MORAINES DU FOREZ

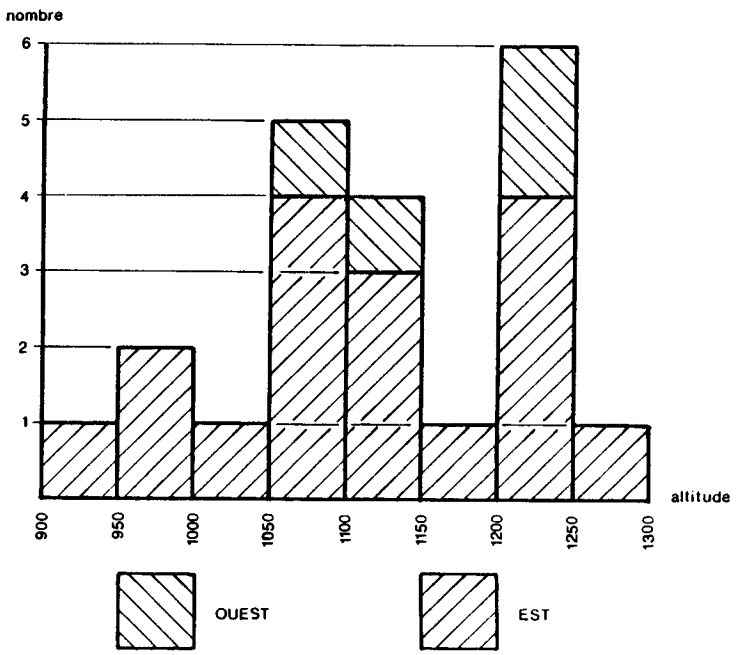


Fig. 4.8. ALTITUDE DES MORAINES EN FOREZ

Le bourrelet externe du Lignon se révèle riche en quartz au niveau des sables et très appauvri en plagioclases (5 %); de même, les argiles dominantes sont la kaolinite, l'illite, et la gibbsite. D'autres bourrelets, et particulièrement les plus internes, révèlent un cortège sensiblement différent avec surtoute des chlorites, inerstratifiés irréguliers et illites.

De ces résultats naît l'impression que si l'état de santé des galets et des blocs est assez uniforme, il n'en est pas de même de la matrice; seuls les rapprochements avec d'autres types de formation permettront de déterminer s'il s'agit là de l'effet de conditions locales particulières ou d'un fait ayant une signification régionale et donc susceptible d'aider à l'établissment d'une chronologie.

3.3.1. Deux bourrelets accolés jalonnent deux maximas.

Dans les vallées importantes, l'extension est partout jalonnée par deux arcs accolés à quelques centaines de mètres l'un de l'autre. L'arc externe est toujours plus lavé que l'arc interne.

Sur le versant occidental, cette situation se retrouve dans la vallée du Vertolaye où le bourrelet externe est lavé. Il est bien visible dans toutes les vallées orientales à l'exception de celle de Pierre-Brune où un seul arc, très démantelé, dans l'axe du torrent est visible.

A quelques exceptions près, l'altitude de ces formes est assez convergente comme le montre le tableau n° 4.2. On peut fixer à 1050-1100 mètres, l'altitude du bourrelet externe, 1120-1150 mètres celle du bourrelet interne.

Cette constance dans les altitudes plaide pour donner à cette disposition une signification de portée régionale.

3.3.2. Un stade de retrait.

En arrière des bourrelets du maximum, un stade de retrait se marque par des moraines de faible volume, toujours inférieur aux précédents, ce qui pourrait traduire un stationnement assez bref du glacier à cet endroit. Il n'en est pas moins un fait très général qui, le tableau le montre, se retrouve dans toutes les vallées à des altitudes voisines. La Loge de la Morte, les Jasseries des Planches, la ferme de Chorsin, Pré Daval appartiennent à ce système. La forme est toujours fraîche, et aucune altération n'est perceptible tant au niveau des galets que de la matrice. De belles tourbières souvent étendues mais de faible profondeur se développent en arrière. Leur altitude est constante, de 1220 à 1250 mètres. A ce système paraît

	Glaciation ancienne	Maximum 1	Maximum 2	Stades de retrait.
Le Lignon de Pierre sur Haute	Le Lachet (1040 m)	Télécabine 1 (1080 m)	Télécabine 2 (1130 m)	Le Sagnasson (1220 m)
La Morte	?	Les Champas 1 et 2 (1150 à 1060 m)		Loge de la morte (1220 m)
Chorsin Pierre Brune	Le Moulin Griot (980 m)	La Font Fort (980 m)	La Sagne Riante (960-940 m)	Chorsin (1020 m) Les Planches (1220) La Cascade (1180)
Le Lachet	Le Lachet (1040 m)	Charbonnières (1120 m)		Bayet (1280 m) Le Cluzel (1220 m)
Vertolaye	La Chambre basse ?	Mailhère (1097 m)	Chez Lire (1150 m)	Pré Daval (1220 m)
La Faye	Bougleix			
Le Plateau	Les Narses	Les Bazannes Probois		Gourd des Aillères

Tab. 4.2 SYNTHESE DU GLACIAIRE FOREZIEN

se rattacher le système des moraines du Gourd des Aillères vers 1350 mètres sur le plateau du Gros Fumé et celui des Planches mais qui présentent une grande ressemblance physionomique.

Partout, ce stade semble s'être traduit par des langues courtes, un kilomètre. D'une vallée à l'autre, on ne retrouve pas les dissymétries qui caractérisent l'épisode précédent. La vallée de Chorsin et de Pierre-Brune ne paraît pas privilégiée lors de cet épisode.

Compte-tenu des explications retenues pour éclairer la dissymétrie des versants, **il semble logique d'estimer qu'un englacement généralisé du plateau n'est pas compatible avec la dynamique telle qu'elle a été définie plus haut lors de cet épisode de retrait: l'alimentation ne peut être que locale dans toutes les vallées.** Les lambeaux de moraines sur les plateaux montre que des glaces s'y sont étendues mais insuffisamment puissantes pour confluer dans les grandes vallées.

3.3.3 Un stade plus ancien ?

En avant des lignes du maximum, il existe quelques coupes révélant la présence de matériel morainique sur de faibles étendues mais dont l'origine ne fait aucun doute.

De tels dépôts s'observent à Lachet le long du torrent du même nom et également sur le versant occidental près du lieu-dit Croix-de Vie. Au Sud, les bourrelets à blocs des Narses pourraient avoir la même origine.

Ces dépôts sont nettement distincts des moraines du maximum les plus proches pour plusieurs raisons.

- La pétrographie des moraines est différente ce qui signifie que les flux de glace étaient différents comme le montre l'histogramme du Lachet par comparaison avec celui du Lignon, seule coupe où une telle étude est possible (Fig. 4.7)

- Le matériel est beaucoup plus évolué indépendamment de toute pédogénèse ultérieure: les quartz dominent au niveau des sables et les plagioclases sont absents; l'analyse des argiles confirme ce diagnostic puisque la kaolinite l'emporte devant la gibbsite et les intergrades chlorite-vermiculite très altérés. Il s'agit d'un stock d'altérites très évoluées qui a été mobilisé par la glace.

- La moraine a connu une altération non négligeable depuis son dépôt: elle revêt à la fois la forme d'une compaction due à la ségrégation de glace dont la signification sera précisée plus loin (11) et par une altération in situ de caractère pédologique. L'altération des galets présent dans cette formation est générale,

---

(11) Chapitre 17.

y compris pour les granites de Chalmazel qui occupent le haut de l'échelle de résis tance: l'argillification de la matrice est assez important atteignant 20 % en surface, ce qui est supérieur aux valeurs rencontrées ailleurs dans ce type de dépôt.

Les formations glaciaires en avant de la ceinture des moraines du maximum présentent indubitablement des caractères originaux qui posent le problème de la chronologie des évenements glaciaires en Forez. Il n'est pas question de tenter de répondre à cette interrogation hors du contexte périglaciaire et fluviatile de ces dépôts.

4. LE PROBLEME DU GLACIAIRE EN PILAT.

L'existence de formes et formations glaciaires dans le massif du Pilat a rarement été évoquée: les auteurs anciens qui, tel L. GACHON (1927) n'hésitaient pas à faire descendre les glaciers foréziens à moins de 600 mètres d'altitude ont toujours exclu la présence de formes glaciaires dans le massif du Pilat.

Même la carte de E. DE MARTONNE (1942) qui indique pourtant une calotte sur les monts de la Madeleine à moins de 1200 mètres d'altitude, ne gratifie le massif du Pilat que de solifluxion.

4.1. DES FORMES DOUTEUSES.

Les levers au 1/25000 du massif ont permis à plusieurs reprises d'identifier des formes qui obligent à poser le problème sous un jour différent.

4.1.1. Sur le versant méridional du Pilat.

Les premières formes douteuses ont été observées sur le versant méridional du Col de la République.

A 1170 mètres d'altitude, et un kilomètre à l'Est du col, en exposition Sud-Est, un amphithéâtre large de 300 mètres et profond de 50 s'ouvre dans le plateau au lieu-dit la Tourière. Il est fermé à l'aval par deux bourrelets successifs de blocs.

Le premier est difficilement observable en raison d'une plantation de jeunes épicéas mais semble moins important que le second qui domine immédiatement le chemin des Rouaires à la Bionne. Constitué d'un ensemble hétérométrique à gros blocs, il est responsable du développement d'une tourbière en amont; aucune coupe n'existe, mais la forme se distingue bien sur les photographies aériennes. Le caractère postiche de la forme, souligné par le changement de végétation apparaît

également du chemin, surtout pendant la période hivernale où les fougères se font plus discrètes. Il n'existe pas de marqueurs pétrographiques utilisables.

Légèrement à l'Ouest de l'ensemble précédent, la vallée ornée d'un monument qui débouche au-dessus de la R.N.82 au Rouaire présente un cirque ébauché nettement plus concave sur le flanc Ouest conformément aux lois de la suralimentation. Deux bourrelets en forme d'arc, convexes vers l'aval, se dessinent à 1150 et 1120 mètres. Le premier est une forme fraîche mais n'offre pas de coupe; le second, plus important, s'allonge latéralement au talweg.

Plusieurs coupes permettent d'observer le matériel: les galets de granite du Grand Bois présentent un émoussé notable -indice de 163- et un faible aplatissement -indice de 1,67-; cette forme cubique des blocs avait déjà été notée à propos des moraines de Chorsin et s'oppose à l'aplatissement plus marqué dans les formations de gélifluxion. Les galets sont souvent altérés et difficiles à sortir en entier: les granite à biotite sont désagrégés, les leucogranites entourés d'un cortex, les fantômes sont nombreux, 10 % environ.

La matrice n'est pas triée; la compaction importante résulte d'une structuration lamellaire par les lentilles de glace de ségrégation. Une patine rouille se développe à la surface de certains galets et des trainées dans la matrice. L'étude granulométrique confirme la présence d'un pourcentage élevé d'argiles, (20 %) la part des limons étant faible, trop peut-être pour une formation de gélifluxion. La minéralogie montre la faible part des éléments réputés fragiles, biotites et plagioclases sont peu représentés.

4.1.2. Sur le versant oriental du Panère.

Plusieurs formes prêtent à discussion dans ces secteurs.

Une ébauche de cirque se développe au Bossu à proximité du col de Gimel donnant naissance à un vallon encombré de blocs. Sous les fermes de Gimel, aux Ollagnières, un double bourrelet sur un versant particulièrement raide (40°) est observable de la route de Piard à la Côte. Les conditions d'alimentation excellentes peuvent expliquer la présence d'un petit glacier de paroi et l'arc morainique à son pied. On se trouve vraisemblablement à la limite entre le glacier et le névé.

Au Rozet au-dessus de Saint Régis-du Coin, un petit cirque se développe à 1190 mètres rempli par une formation à blocs faisant bourrelet avec contrepente. En disposition oblique par rapport au talweg, elle ne peut avoir d'autre origine qu'un névé qui aurait acquis une dynamique suffisante pour que le terme de glacier lui soit appliqué.

Le flanc oriental du Chaussitre, au Creux présente également des formes similaires , srucreusées, avec, les fermant à l'aval un ou deux bourrelets de blocs

nettement distincts sur le versant; les conditions d'observation sont ici moins mauvaises et le caractère postiche de ces accumulations de blocs ne fait aucun doute.

4.1.3. Le versant nord du Pilat.

Fort différent de l'ensemble précédent par la vigueur des pentes qui se révèle peu propice à la conservation des dépôts, il soulève également le problème de l'existence d'une morphologie glaciaire.

Des formes de cirques nombreuses naissent sous la ligne de crête sur le flanc nord, à la Batterie, le Cassou, le Sahara et même à la Rivoire au-dessus de Saint Etienne. Si le modelé est assez caractéristique, ces formes ne constituent pas une preuve: au plus la glace pourrait avoir réaménagé des formes pré-existantes. Il n'en reste pas moins vrai que, dans un matériel identique, les autres "cirques" ne sont pas aussi creusés et ne présentent pas cette dissymétrie au vent.

L'absence de dépôts ne souffre qu'une exception dans la vallée du Gier. Les corniches en leptynite pourraient avoir été modelées en parois d'auge et un verrou barre le torrent en aval de Sardier: le Bonnefond scie ce seuil en déviant son cours dans un paysage que l'on pourrait situer dans une vallée glaciaire vosgienne. En arrière, une langue de blocs latérale, haute de 3o mètres,avec un colmatage du fond du vallon pourraient témoigner de la présence de la glace. Les marqueurs pétrographiques existent et l'origine longitudinale du remblaiement et du bourrelet ne peut être niée. Mais il n'existe pas de coupe qui permette d'étudier la structure de la matrice. En aval, une formation de cône très démantelé et perché pourrait être d'origine fluvioglaciaire ou même morainique avec une assez forte charge en eau. Le matériel est sain pour autant qu'on puisse en juger.

4.2. LE PILAT ET LES DONNEES DES AUTRES MASSIFS.

Aucune forme ou dépôt n'étant indubitable, il convient d'examiner si la thèse d'une glaciation en Pilat, si limitée soit-elle, est compatible avec nos connaissances sur le glaciaire du Massif Central.

Il apparaît que la localisation des cirques et des formes en général est conforme aux modèles établis pour la nivation. Partout l'altitude des petits organismes est située vers 1150-1200 mètres au moins et le plateau les domine vers 1300 mètres.

Deux types de sites apparaissent:

* des sites sous le vent d'Ouest au droit des plateaux les plus étendus (Panère, Grand Bois, Chaussitre) mais dont l'altitude est assez faible (1300 mètres). A ce type appartiennent la Tourière, les Rouaires, Gimel, Le Creux et plus au Sud, la Charousse; il pourrait s'agir de glaciers de cirques ou de langues courtes, inférieures au kilomètre ;

* Des sites sous les sommets les plus élevés (1350 mètres au moins) en exposition Nord ou Nord-Ouest. Dans ce cas, les organismes dépasseraient nettement le kilomètre.

La comparaison avec les données acquises ailleurs dans le Massif Central appelle les reflexions qui suivent.

En Forez, l'altitude moyenne des cirques se situe vers 1250 mètres pour les plus bas, souvent davantage.

Y. VEYRET (1981) décrit des formes glaciaires dans le Mézenc et le Tanargue mais à 1400 mètres soit sensiblement plus haut que dans le Pilat. En Auvergne, l'altitude des planchers des cirques est inférieure, puisque l'Aubrac est englacé à 1250 mètres d'altitude par une véritable calotte.

L'élévation de l'altitude des planchers de cirque vers l'Est est une donnée admise par Y. VEYRET. Même si aucune abaque ne nous est fournie sur ce point, il est assez peu plausible que des organismes glaciaires puissent se développer au Würm bien en-dessous de 1300 mètres. Or l'examen de la carte (Fig. 4.9) montre que les surfaces au-dessus de 1300 mètres sont peu étendues sur ce massif. Ce dernier se trouve donc en position-limite ce qui explique la difficulté d'interpréter

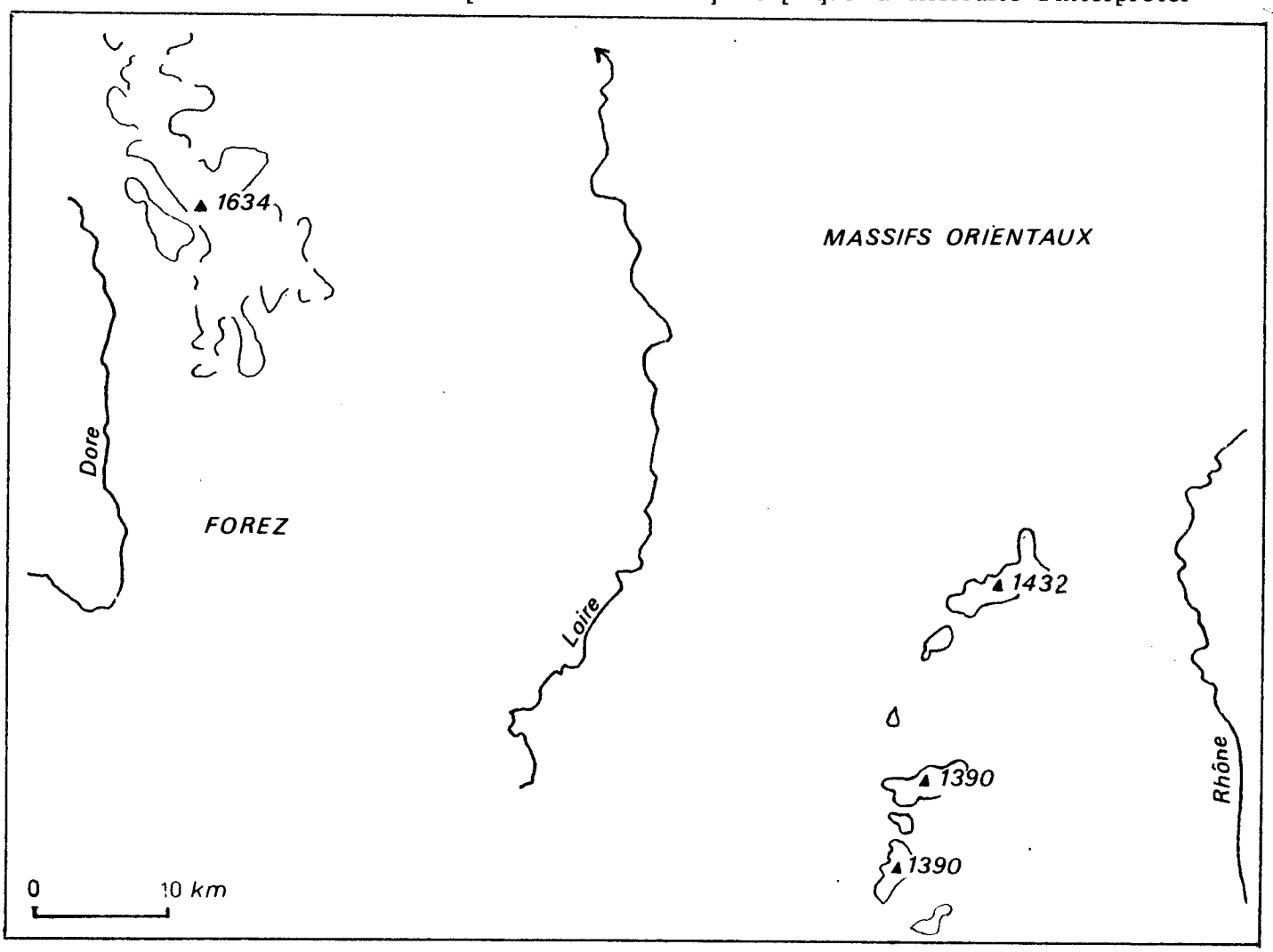


Fig. 4.9. EXTENSION DES SURFACES AU-DESSUS DE 1300 METRES

des formes qui tiennent autant du gros névé que du glacier véritable.

La position des petits organismes en exposition Sud-Est est en bon accord avec les données des autres massifs qu'il s'agisse du Forez, de la Margeride ou du Mézenc. En revanche, la présence des plus grands organismes sur le versant nord du Pilat est en contradiction avec les observations faites en Forez. Elles contredisent le modèle d'englacement développé pour le Forez et qui peut être transposé à d'autres massifs du plateau central; l'explication de l'englacement ne peut être recherché que dans le balayage de vastes plateaux puisque, dans ce secteur, se trouvent les crêtes les plus étroites.

Le modèle ne fonctionne plus dans ce cas: doit-il être rejeté pour ces régions ou bien ces formes ne sont-elles pas contemporaines des autres? L'absence de dépôts analysables ne permet pas de trancher mais il faut toutefois remarquer la convergence de ces faits avec les observations à propos des formes de nivation et avec celle des formes glaciaires dans les massifs les plus méridionaux (Aigoual, Tanargue et Lozère) où les plus belles formes sont au Nord.

La conclusion ne peut qu'être prudente. Il n'est pas aisé de répondre qu'il a ou qu'il n'a pas existé de formes glaciaires dans le massif du Pilat. On trouve en effet soit des formes d'interprétation douteuse mais qui entrent bien dans le modèle d'englacement tel qu'il a été défini en Forez; formes fraîches, elles n'ont pu se développer par insussfisance de surfaces assez élevées. Peu dynamiques, faute d'alimentation, elles n'ont eu aucun rôle morphologique véritable et en tout cas, ce rôle ne différait pas beaucoup de celui de névés. Leur intérêt est surtout de préciser les conditions paléoclimatiques régnant sur le massif.

On trouve d'autres formes plus développées mais dont les caractères et la localisation laissent un doute sérieux quant à leur âge: elles paraissent correspondre à des conditions paléoclimatiques sensiblement différentes des précédentes. La clé de ce problème devra être recherchée dans l'étude des formations torrentielles et alluviales des rivières émissaires, notamment le Gier et le Dorlay. Ces observations devront être prises en compte lorsqu'il s'agira d'expliquer la différence de volume entre les nappes moyennes et les nappes récentes.

5.CONCLUSION: L'ENSEIGNEMENT DES FORMES GLACIAIRES.

Le massif forézien a donc connu non seulement quelques langues glaciaires de vallées mais un véritable système de calotte miniature avec ses émissaires. Cette calotte peu mobile recouvrait les plateaux au-dessus de 1200 mètres et s'évacuait

essentiellement vers l'Est. Faute d'être assez dynamique, la glace n'a fait qu'occuper des formes pré-existantes en les réaménageant fort peu, à l'exception de quelques grandes vallées où le modelé glaciaire est spectaculaire (Chorsin, la Morte). Malgré cette empreinte modeste, le système est complexe avec plusieurs oscillations: outre le maximum, double, il est possible de reconnaître un stade de retrait et des indices suggèrent une glaciation plus ancienne et plus étendue.

Dans la perspective de la définition d'un étagement des héritages froids, l'intérêt de l'étude des formations glaciaires est de permettre de préciser les conditions paléoclimatiques des massifs étudiés. Le principal enseignement est en effet la fixation de la limite des neiges permanentes.

Cette reconstitution à partir de formes héritées est une opération délicate dont il ne faut pas cacher la marge d'incertitude même si elle est classique et exposée dans de nombreux manuels. En connaissant la position de la ligne d'équilibre des glaciers on peut estimer la position de l'isotherme 0° pendant l'été. Cette estimation est fort utile car, en-dessous de cette valeur, beaucoup de phénomènes morphogénétiques changent de nature. La méthode, confrontée aux autres données, permettra de définir les fondements paléoclimatologiques de l'étagement des modelés.

Tout aussi importants sont les résultats de l'examen des divers stades glaciaires: plus nettement que d'après les dépôts de pente, on lit la succession, certes partielle et tronquée des épisodes froids successifs qui laissent chacun leur jalon. La multiplicité des oscillations ne peut échapper à l'oeil de l'observateur. Il sera nécessaire d'intégrer ces données dans l'établissement de la chronologie des héritages. Se pose alors le problème de l'attribution des diverses formations périglaciaires à l'une ou l'autre des crises définies: c'est tout le problème de l'établissement d'une stratigraphie dont on ne peut faire l'économie.

Chapitre 5
De la niche de nivation au cirque glaciaire : une théorie de la nivation ?

Les formes de relief qui résultent de l'accumulation de la neige et qui sont parfois désignées sous le terme général de formes de nivation méritent un examen tout particulier dans la mesure où elles ont une signification paléoclimatique précise.

Elles donnent en effet de précieuses indications sur la limite des neiges permanentes et, par voie de conséquence, sur les températures des sommets; en outre, grâce à l'examen des phénomènes de suralimentation, elles permettent de se faire une idée de l'importance d'un facteur climatique qu'il est difficile d'apprécier d'une autre manière: le vent. Ce dernier est pourtant un élément majeur du climat, essentiel à cerner pour connaître le milieu périglaciaire.

L'interprétation de ces formes suppose au préalable qu'un accord soit réalisé sur les problèmes de la terminologie, extrêmement fluctuante selon les auteurs. Le terme général de formes de nivation recouvre des choses aussi variées en dimension et dynamique que le snow patch ou le cirque de névé passant progressivement au cirque glaciaire. Les critères de différenciation sont d'ordre taxonomique ce qui, en général, correspond à une durée plus ou moins grande de l'enneigement, les deux facteurs étant liés.

Le dépouillement de la littérature géomorphologique consécrée à ce thème fait apparaître que les auteurs s'accordent le plus souvent à distinguer quatre types de formes, de la plus élémentaire à la plus vaste, mais qui sont désignées sous des noms divers.

Les formes les plus élémentaires sont **des creux d'ordre métrique;** fréquents

sur les sommets et les versants où des congères subsistent plus ou moins durablement dans la saison chaude. Elles sont généralement désignées sous le nom de **taches de neige ou de creux de nivation.** Elles sont révélées par un creux topographique et l'existence d'une végétation adaptée si l'occupation de la neige est suffisamment longue pour introduire un micro-milieu froid et humide. La plupart sont en équilibre avec les conditions climatiques actuelles: il en existe peu d'anciennes car l'effacement de telles formes est rapide.

Beaucoup se développent actuellement sur les chirats du Pilat où elles constituent des modelés de détail (B. ETLICHER, 1977).

Les niches de nivation sont des formes d'échelle supérieure atteignant 10 à 20 mètres de diamètre, parfois 50 mètres; elles sont plus ou mooins surcreusées, il n'y a pas de contrepente mais une banquette subhorizontale ou légèrement inclinée vers l'aval débutant au pied d'une concavité très marquée. Ces formes sont suffisamment imprimées sur le versant pour pouvoir subsister à l'état fossile jusqu'à nos jours. Elles sont désignées dans la littérature morphologique sous les noms de creux de nivation (J. TRICART,1962), de niches de nivation (P. GEORGE,1969), de niche nivale ou nivation hollow (L.E. HAMELIN, 1967).

Elles se disposent en congères transversales parallèles aux courbes de niveau donnant naissance à des replats sur le versant; si elles sont étagées, le versant prend un profil en escalier offrant une grande similitude avec les replats de gélifluxion, cryoplanation ou terrasses-goletz.

Le plus souvent, elles conservent leur forme circulaire caractéristique, dissymétrique lorsque le versant est oblique par rapport à la direction du vent dominant. En revanche, il n'y a pas de forme rappelant les corniches nivales de G. VIERS (1963) ou J. DEMANGEOT (1964) en raison de pentes insuffisantes.

Les cirques de névé se définissent par la présence de névé et non plus de neige tassée au sens de Firnflecken des auteurs allemands. C'est un volume de neige persistante mais isolé, dans lequel les couches saisonnières ont leur disposition originelle. Le problème de la dynamique des névés est mal connue: les travaux les plus nombreux ont porté sur les névés à l'amont de glacier et non sur les névés isolés.

De taille plus vaste, **le cirque de névé** est parfois plus profondément creusé puisque la neige peut y subsister plusieurs années de suite mais ce n'est nullement un caractère indispensable. La densité plus forte de la neige (0,4) permet le

glissement des blocs sur le névé et la constitution d'un croissant de névé ou moraine de névé (BOYE, 1952) également désigné sous le nom de protalus rempart dans la littérature anglo-saxonne. Leur présence n'est pas un fait général et ne constitue pas le signe d'une évolution plus poussée du cirque: cette dynamique est essentiellement fonction de la pente à l'amont du névé qui doit être assez forte pour que des blocs descellés par le gel tombent sur le névé. Le Pilat et les massifs méridionaux sont, à cet égard, favorisés vis-à-vis du Forez.

Le cirque glaciaire est le terme ultime de l'évolution: il n'y a pas là obligatoirement de différence de taille encore qu'elle puisse exister mais de dynamique. Le fluage de la glace est le critère principal, le surcreusement du cirque en est la conséquence directe.

Sur le terrain, ce critère de forme est rarement observable, comme les témoins du fluage, qu'il s'agisse de roches polies, de galets striés: leur conservation est aléatoire dans les roches grenues. Quant aux formes d'échelle supérieure, "classiques", parois d'auges, de cirques, verrous... elles n'existent qu'exceptionnellement en Forez et jamais dans les massifs orientaux. La glaciation n'est pas suffisamment dynamique et, le plus souvent, le cirque n'est que l'occupation d'une tête de vallon d'où sa forme en entonnoir évasé. Il est alors légitime de se demander si l'appellation de cirque est licite. La discussion a été abordée par Y. VEYRET (1981) qui emploie le terme de cirque ébauché. Ces cirques "foréziens" s'opposent aux cirques "vosgiens" caractéristiques dans les massifs anciens toujours, d'un englacement plus dynamique.

Il est clair que les formes de nivation sont des formes secondaires par rapport aux formes glaciaires. Leur localisation dépend étroitement de ces dernières: soit, elles sont contemporaines et se localisent hors des surfaces englacées; soit elles sont postérieures et se situent en majorité dans la zone englacée. Aucun argument de forme ne peut permettre de faire la distinction: seule l'étude détaillée de la localisation et de l'orientation des formes de nivation peut permettre de lever les incertitudes à ce sujet.

1. LOCALISATION DES FORMES DE NIVATION ET DES CIRQUES GLACIAIRES

Cette étude doit être menée distinctement dans le domaine forézien et le domaine oriental (Pilat-Vivarais). Compte-tenu de l'absence de formes d'érosion en cirque dans ce dernier massif qui soit indiscutable, l'étude de la localisation

des cirques glaciaires ne peut être conduite que dans le premier ensemble.

1.1. L'ENSEIGNEMENT DU DOMAINE FOREZIEN.

1.1.1. Les niches de nivation et les cirques de névé.

L'examen des cartes inventoriant les niches de nivation et les cirques de névé montre un assez bon groupement de ces formes avec une densité croissante vers le secteur de Pierre-sur-Haute. L'organisation mêle cirques de névés et niches de nivation mais il y a toutefois une plus grande dispersion dans la répartition des cirques de névé.(Fig.5.1.) En revanche, les alignements de névés jalonnant les ruptures de pente, le plus souvent des vallées, apparaissent bien.

On note tout particulièrement:

* Une ceinture de niches autour de Pierre-sur-Haute, ceinture qui s'étend du col du Béal au sommet de Pierre-sur-Haute et se referme à l'Ouest du massif; elle comprend beaucoup de niches de nivation et quelques cirques de névé parfois avec des moraines, mais toujours situés aux altitudes les plus élevées, au-dessus de 1500 mètres.

* Un second groupe constitué presqu'exclusivement de niches de nivation s'étend sur les plateaux à l'Est de la Richarde et de Pégrol. Orientés Nord-Sud, trois alignements bordent les vallées du Chorsin, du Vizézy et de l'Ance. une majorité de formes est tournée vers l'Est mais il en existe aussi face à l'Ouest, notamment sur le plateau de Pégrol. Les altitudes des individus de ce second groupe sont variables mais croissantes vers l'Ouest du massif.

* Au Nord du Col du Béal, la dispersion est plus grande. Le versant oriental est cependant privilégié, les niches y apparaissent à des altitudes relativement basses par rapport aux autres secteurs.

* Au Sud, deux lignes méridiennes de cirques de névé bien développées, souvent associées à des moraines de névé jalonnent le rebord oriental de la surface sommitale et son dédoublement par la vallée de l'Ance: de Glizieux audessus de Roche-en-Forez, au Col de la Croix-de l'Homme Mort, la première est remarquablement constante vers 1150 mètres, nettement en-dessous des autres groupes; la seconde suit la vallée de l'Ance vers 1250 mètres depuis les jasseries du Grand Genevrier jusqu'au Sud de Prabouré: elle est constituée de formes bien développées avec souvent des moraines de névé.

* Le dernier groupement rassemble enfin les formes du massif isolé de Monthiallier qui se placent autour des rochers de la Fromagère vers 1400 mètres d'altitude et couronnent le massif.

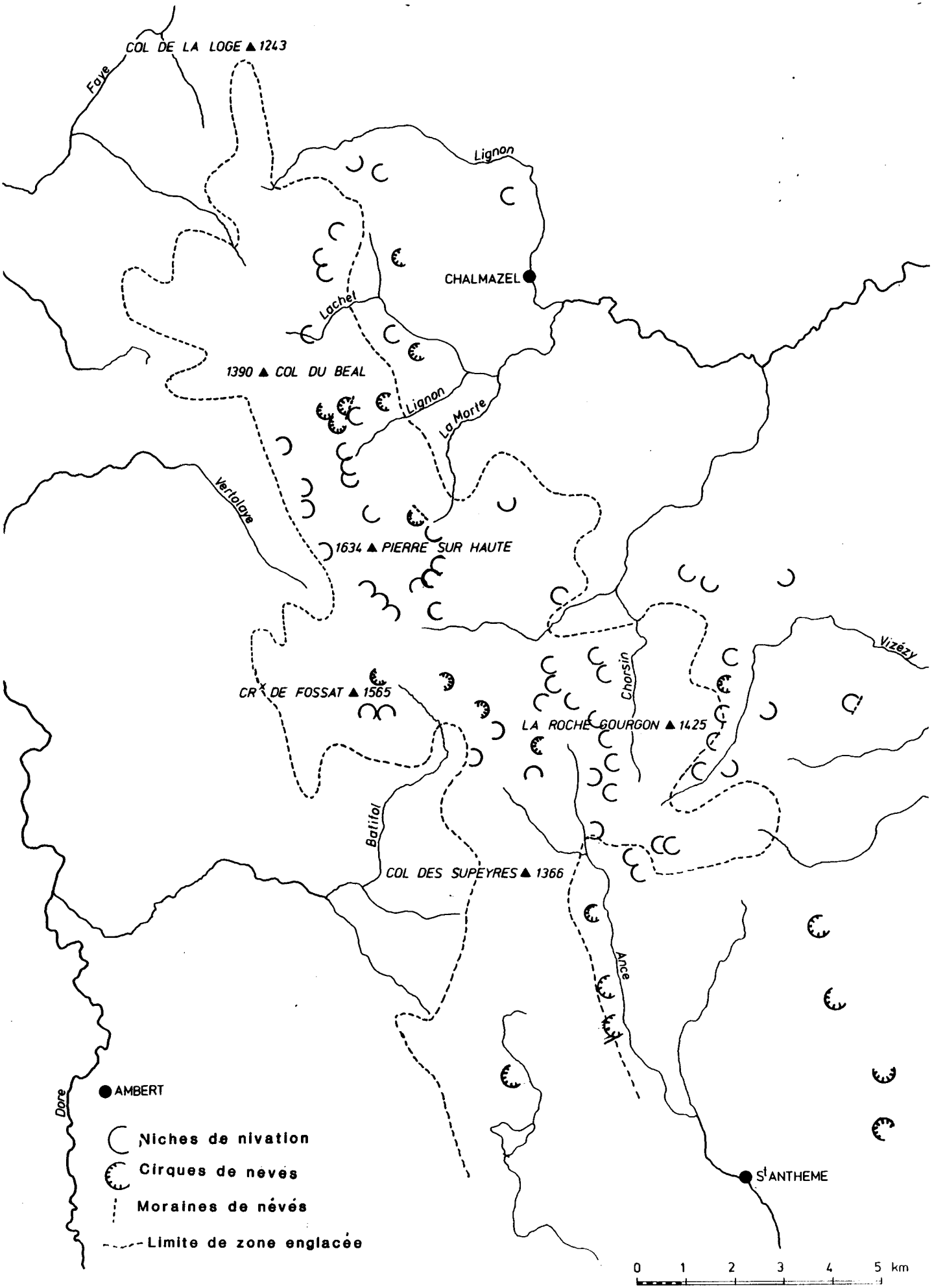


Fig. 5.1. CIRQUES DE NEVE ET NICHES DE NIVATION EN FOREZ

1.1.2. Les cirques glaciaires

La carte des cirques glaciaires ne diffère pas fondamentalement de celle des névés (Fig. 5.2.) Une même répartition en couronne autour du massif masque sa dissymétrie. Les cirques sont aussi nombreux sur le versant forézien que sur le versant livradois, la pente plus forte compensant une exposition plus défavorable.

Deux groupes de cirques apparaissent cependant:

* Une ceinture de cirques bien dessinés, dans un rayon de 4 kilomètres autour de Pierre-sur-Haute. Les cirques de Chorsin, de la Morte et de la Chamboïte sur le versant oriental, de Fossat et de Pégrol sur le versant occidental s'y rattachent. Tous bien creusés, ils se rapprochent du type vosgien et témoignent d'une érosion glaciaire active.

* Au delà de cette ceinture, les cirques sont des entonnoirs évasés, têtes de vallon occupées par la glace, parfois réaménagés localement mais de manière toujours discrète; c'est dans cet ensemble que le qualificatif de cirques foréziens peut s'appliquer. Au Nord, un groupe est dominé par le Puy Gros, représenté par les cirques de la Pigne, de la Faye et du Lachet; au Sud, des cirques analogues se développent entre le col des Supeyres et les Roches Bazannes, le long de l'Ance et de ses affluents.

Beaucoup plus que les niches de nivation, la localisation des cirques est guidée par la présence de la surface sommitale qu'ils bordent de tout côtés; beaucoup se situent au-delà du groupe de niches de nivation les plus élevées, mais en deçà des plus externes.

1.2. LES DOMAINES ORIENTAUX: LES FORMES DE NIVATION.

En raison de l'incertitude qui subsiste sur l'ampleur de l'englacement du massif, il ne peut être question d'y envisager une étude de la localisation des cirques; seules, les formes de nivation seront donc étudiées. (Fig. 5.3)

Dans le Pilat, la répartition des cirques de névé et des niches de nivation montre la grande part prise par les formes les plus évoluées: la situation est contraire en Forez où les niches de nivation étaient -de loin- les plus abondantes. De même la part des cirques de névé avec moraines y est plus grande qu'en Forez. Les formes sont uniformément réparties dans tout le massif, à l'exception des secteurs méridionaux du Pyfara et du Grand Felletin.

* Dans ce dernier massif, une seule ligne de névés est reconnaissable, ligne de cirques bien creusés avec souvent des moraines dont il est difficile de dire si elles traduisent la simple chute des blocs sur le névé ou une évolution plus complexe

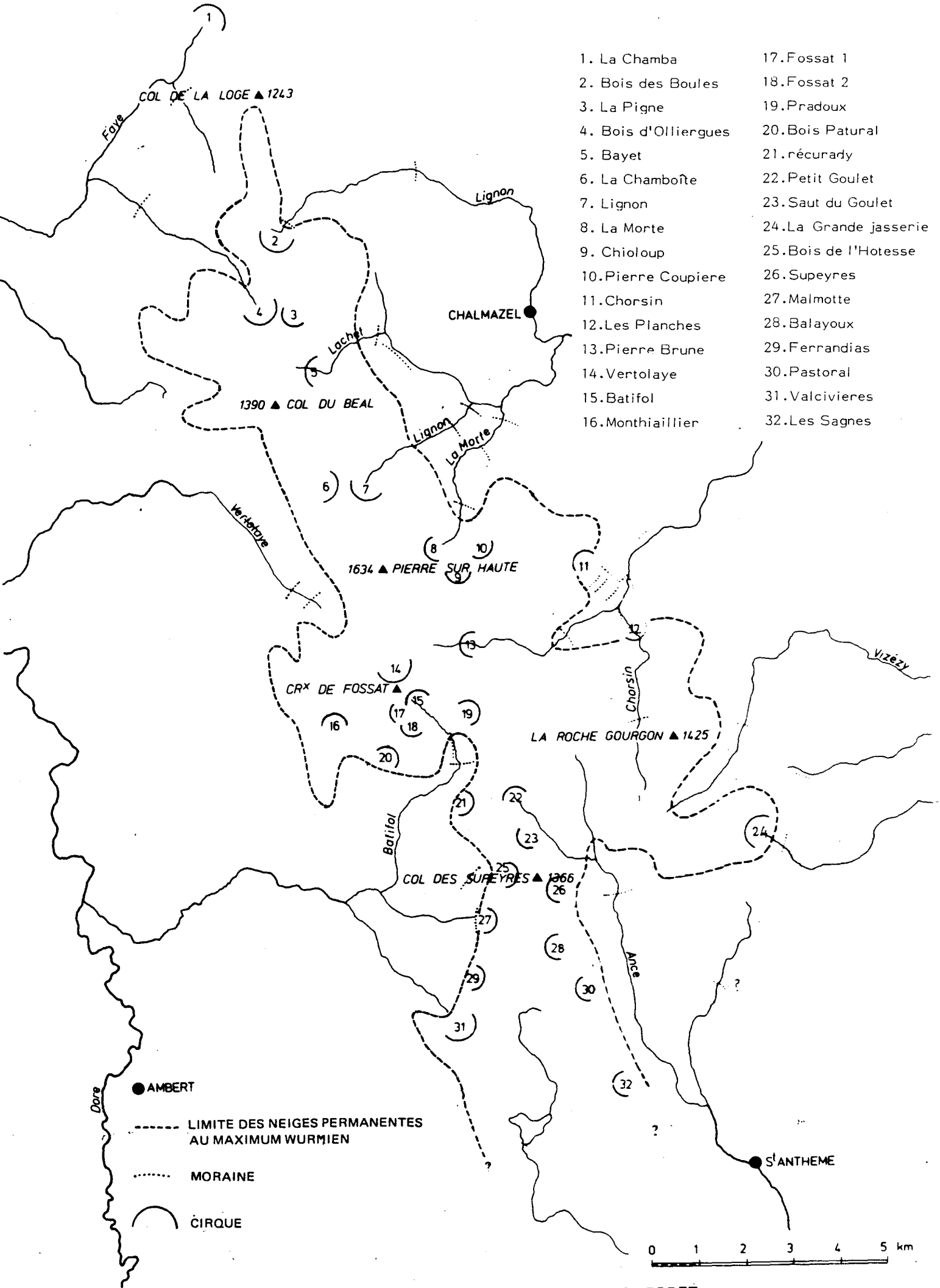


Fig. 5.2. CIRQUES GLACIAIRES EN FOREZ

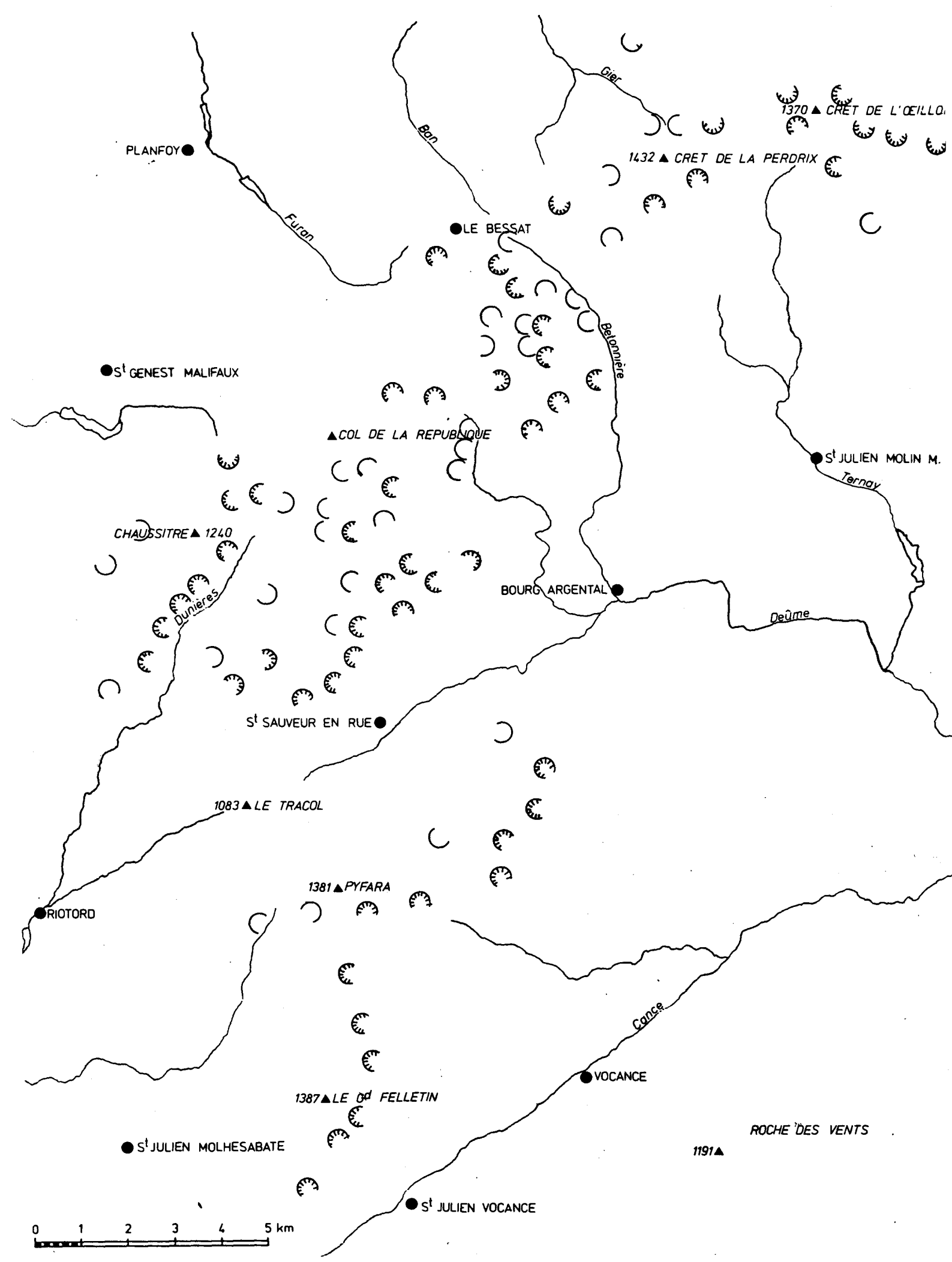


Fig. 5.3. CIRQUES DE NEVE ET NICHES DE NIVATION DANS LES MASSIFS ORIENTAUX

de type glacier rocheux. Elle se suit vers 1150 mètres à l'Est du massif, vers 1250 mètres à l'Ouest.

* Le massif du Pilat s.s. présente également un double alignement de formes de nivation sur les deux versants de la ligne de crête vers 1250 et 1300 mètres d'altitude.

* Entre ces deux régions, du Bessat au Tracol, la disposition des névés est moins linéaire: plusieurs alignements sont reconnaissables:
- vers 1050 mètres, le long de la Bétonnière et de l'alvéole de la Versanne; il comporte des formes évoluées;
- vers 1150 mètres, continue, omniprésente, y compris de part et d'autre de la Dunières et du massif du Chaussitre; c'est celle-ci qui fournit le plus de moraines de névé;
- vers 1240 mètres, bien développée partout où les sommets dépassent 1300 mètres, c'est-à-dire au Nord dans le massif du Grand Bois, au centre à l'Ouest de la Versanne, au Sud, sur le Panère et le Chaussitre; elle n'est pratiquement représentée que sur le versant oriental à l'exception du Panère au-dessus de Saint Régis-du Coin; elle est également présente au Sud du col de la Charousse sur le versant oriental du Grand Felletin.

Des altitudes sont privilégiées pour leur développement: tant en Forez qu'en Pilat ou dans les domaines méridionaux des Boutières, la géographie de la nivation ne se traduit pas par une couverture uniforme mais par la concentration des névés à certaines altitudes entre lesquelles ces formes sont rares ou absentes. L'étude systématique de l'altitude de ces lignes est susceptible d'éclairer le mécanisme de la suralimentation neigeuse.

2. LA SURALIMENTATION A L'ECHELLE DU MASSIF

L'étude de la suralimentation neigeuse responsable de la formation des cirques et des niches de nivation exige l'étude systématique de l'altitude et de l'orientation de ces formes.

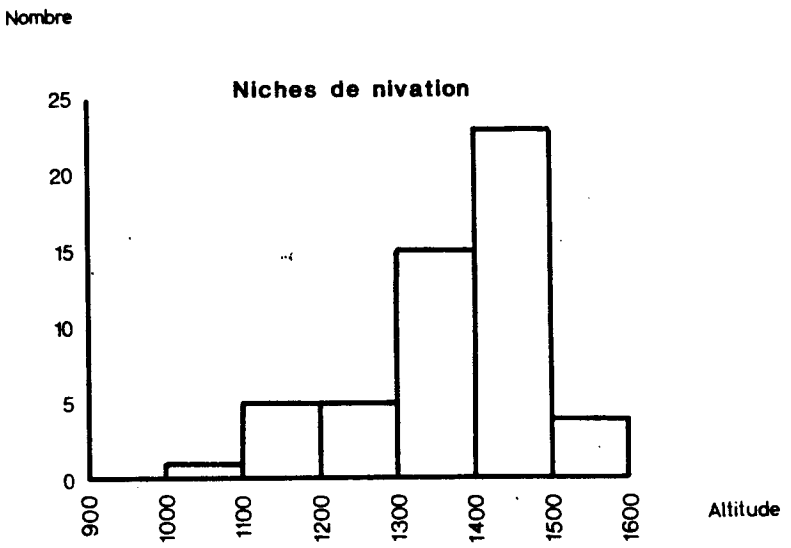
2.1. L'ALTITUDE DES CIRQUES ET DES NEVES

2.1.1. L'altitude des névés.

Deux diagrammes ont été établis pour chacun des stades d'évolution, niches de nivation et cirques de névés. (Fig. 5.4., 5.5. & 5.6)

Premier constat à la lecture de ces diagrammes, les formes deviennent fréquentes à partir de 1000 mètres dans les massifs orientaux et de 1050-1100 mètres en Forez, ceci tant pour les niches que les cirques de névé.

En Forez, les diagrammes sont comparables pour les deux familles de formes: l'altitude optimale se place vers 1400 à 1500 mètres. A elle seule, cette tranche



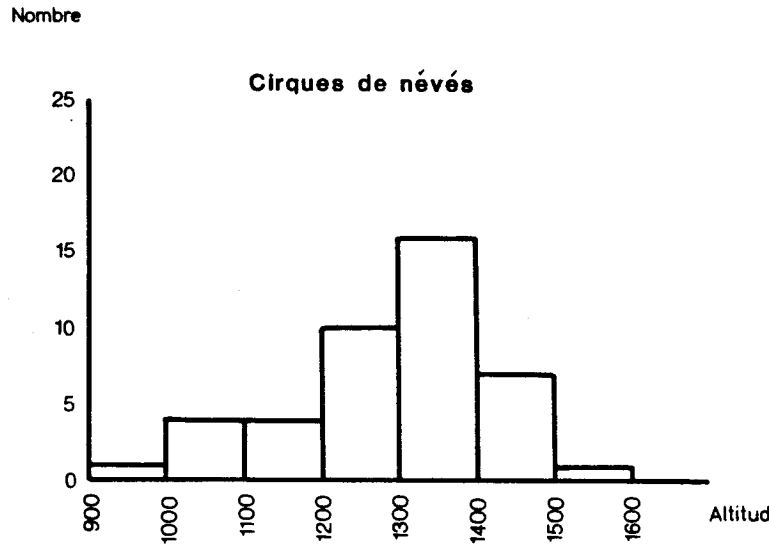
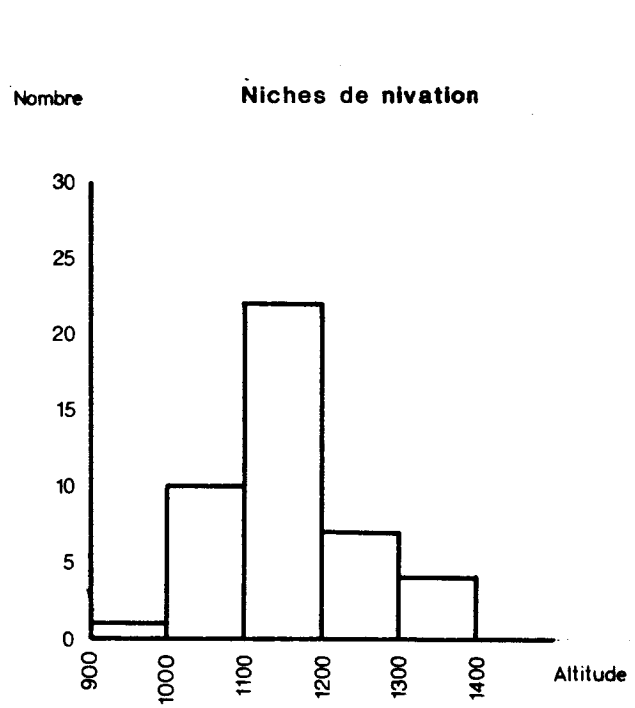


Fig. 5.4. ALTITUDE DES CIRQUES DE NEVE EN FOREZ



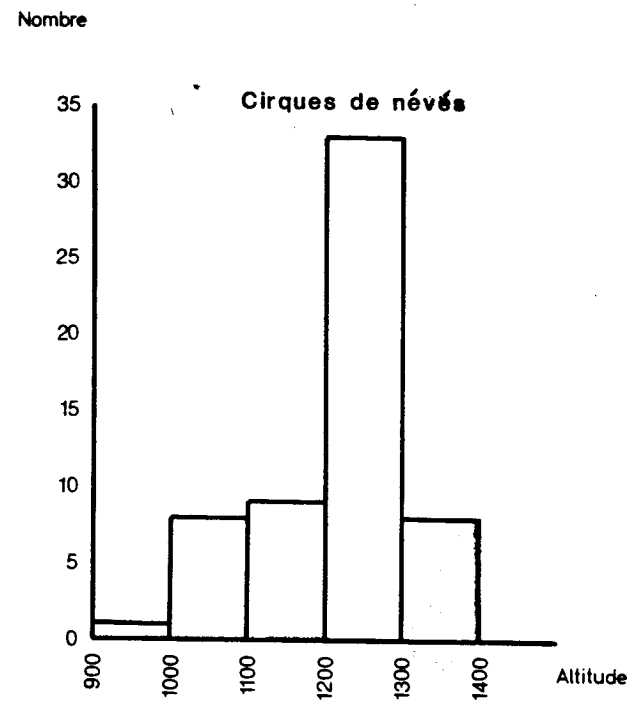
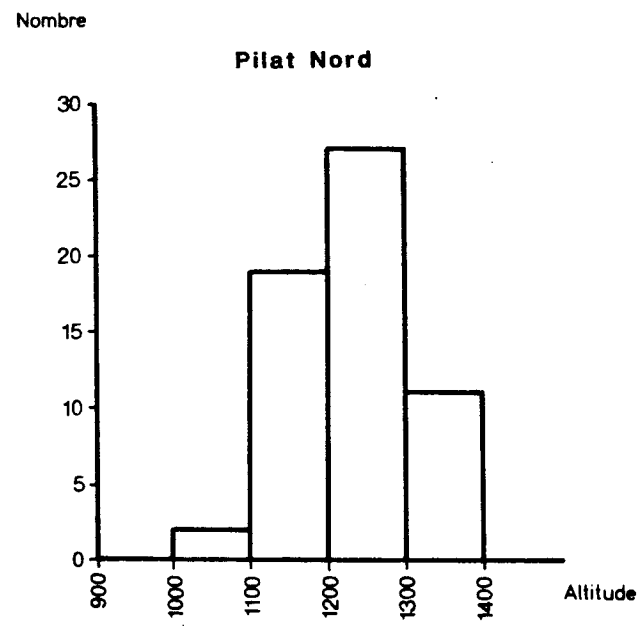


Fig. 5.5. ALTITUDE DES CIRQUES DE NEVE ET NICHES DE NIVATION DANS LES MASSIFS ORIENTAUX



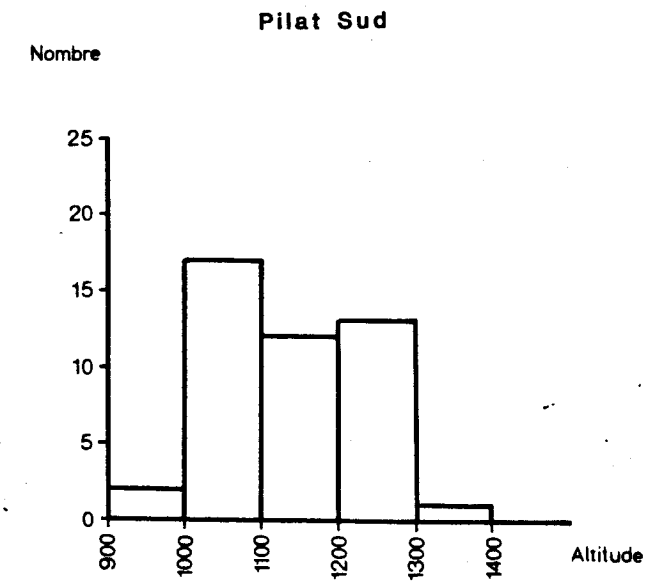


Fig. 5.6. ALTITUDE DES FORMES DE NIVATION SUR LES VERSANTS NORD ET SUD DU PILAT

rassemble 40 % des fréquences; cette valeur est élevée et d'interprétation délicate.

Il existe en effet une grande différence dans l'altitude moyenne des cirques et des niches dans et hors de la zone englacée: 1500 contre 1100-1200 mètres. Comme les formes les plus évoluées sont aux altitudes les plus basses, il faut admettre que toutes ces formes n'ont pas été fonctionnelles de manière synchrone: une part résulte de l'action nivale pendant la glaciation, en-dessous de la limite des glaces et des neiges permanentes, une autre part résulte de l'action nivale après la déglaciation à haute altitude.

Le diagramme du Pilat est beaucoup plus simple. Il montre un maximum de niches de nivation vers 1100-1200 Mètres, de cirques de névés vers 1200-1300 mètres, situation logique dans la mesure où la durée de l'enneigement croît avec l'altitude. La faible dispersion des valeurs autour de cette tranche pour les cirques (55 % des effectifs y sont compris) est un bon indicateur paléoclimatique.

Ce diagramme surprend en revanche par deux faits: le premier est l'altitude sensiblement plus faible qu'en Forez alors qu'on attendrait l'inverse puisque le Pilat est en position plus continentale; mais si la comparaison porte exclusivement sur les formes de la zone non englacée du Forez, les altitudes sont voisines, voire un peu plus élevées: la médiane est à 1280 alors qu'elle n'est qu'à 1160 mètres en Forez dans ces conditions.

Le second fait est la différence entre le Nord et le Sud du Pilat de part et d'autre du Col de la République. Au Nord, la médiane est à 1230 mètres, mais seulement à 1110 mètres au Sud soit un écart supérieur à 100 mètres. Au Nord, il n'y a qu'une forme en-dessous de 1100 Mètres alors qu'il y en a 19 dans le Sud, dont 9 cirques de névé puisque 1000-1100 mètres y est la valeur modale. Cette importante différence peut, bien sûr, être en partie imputée à la différence de topographie entre le Pilat des crêts au Nord, échine étroite où l'étendue des hautes surfaces est presque nulle et le Pilat méridional où existent de vastes horizons au-dessus de 1300 mètres d'altitude. Cette explication ne peut touefois pas être retenue pour le secteur de la République et de la Croix-de Chaubouret qui présente un profil hypsométrique comparable aux secteurs méridionaux. Il faut plutôt envisager une différence dans l'alimentation en neige des deux domaines .

2.1.2. L'altitude des cirques glaciaires.

Les cirques glaciaires cartographiés dans le Forez se situent entre 1000 mètres pour le plus bas et 1450 mètres pour les plus élevés dans la région des crêtes.

Entre ces valeurs extrêmes, la majorité se place de 1300 à 1350 mètres, valeur intermédiaire à celle trouvée pour les formes de nivation de ce même massif.

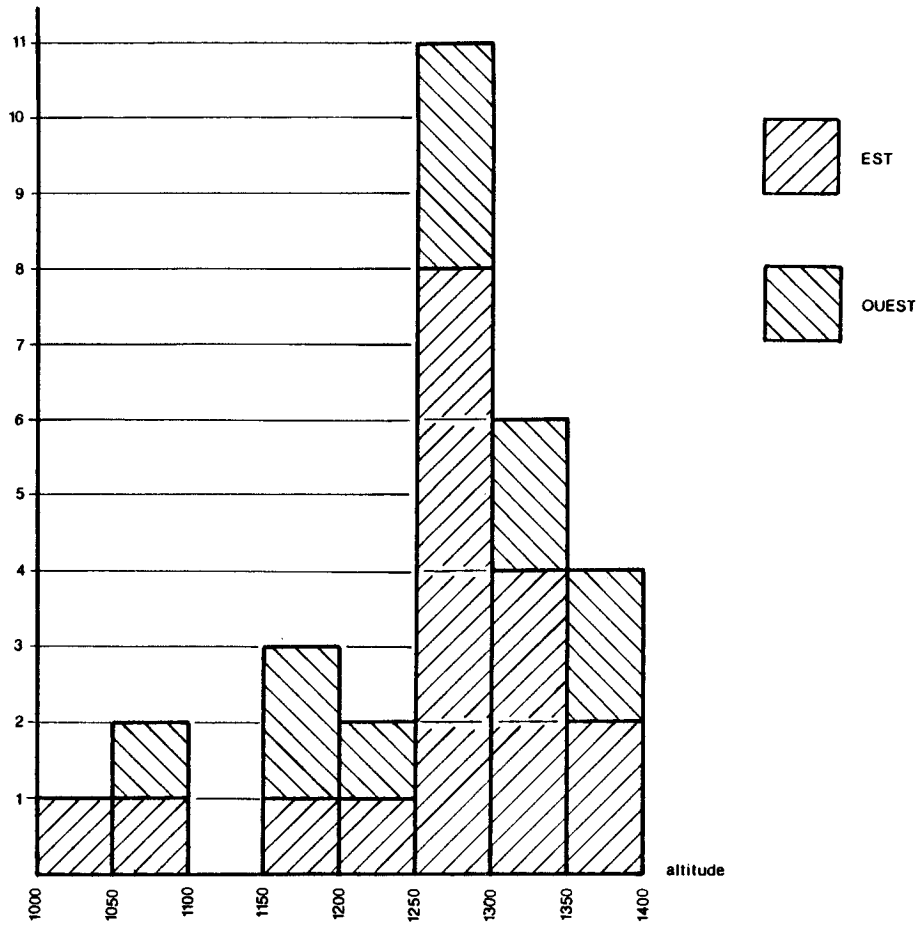


Fig. 5.7. ALTITUDE DES PLANCHERS DE CIRQUES GLACIAIRES

Sur les 32 cirques recensés, 11 se situent entre 1250 et 1300 mètres: ce n'est semble-t-il qu'à partir de cette altitude que les cirques ont connu des conditions favorables à leur développement; en-dessous, ils restent peu nombreux, souvent liés à des conditions topographiques particulièrement favorables à la suralimentation ou à la dynamique propre des émissaires de la calotte sommitale. La diminution du nombre des cirques au-dessus de 1300 mètres doit être imputée à la réduction des surfaces correspondant à cette altitude.

Il n'apparaît pas de différences notables entre l'altitude des cirques sur les deux versants; des nuances sont cependant sensibles dans les modelés comme le montre l'exemple de la Chamboîte. Sur le versant forézien, le cirque est bien creusé, profond de 200 mètres et les concavités basales bien dessinées. Sur le versant livradois, rien de comparable, une simple gouttière très évasée ne suggère nullement un modelé par la glace s'il n'existait une moraine de 5 mètres de haut bien conservée. Dos-à-dos, de part et d'autre de la ligne de crête, les deux cirques se développent à même altitude, mais l'un est de type vosgien, l'autre de type "forézien".

Les différences d'altitude sont davantage perceptibles entre le Nord et le Sud du massif. De part et d'autre du Puy Gros au Nord, les cirques apparaissent dès 1300 mètres au Bois des Boules en relation avec la surface sommitale

sensiblement moins élevée que plus au Sud. Une exception à ce schéma est constitué par les cirques de la vallée de Chorsin dont l'altitude particulièrement basse n'atteint qu'avec peine 1000 mètres: il faut davantage invoquer ici la dynamique .

2.2. L'ORIENTATION DES CIRQUES ET DES NICHES.

L'étude systématique des cirques et des niches permet de mettre en évidence la direction des apports en neige et peut contribuer à la compréhension du milieu pendant les crises froides.

2.2.1. L'orientation des formes de nivation.

Le diagramme forézien (Fig. 5.8) a été établi en indiquant l'orientation des niches de nivation et des cirques de névé de manière distincte. La lecture de ces deux diagrammes montre une assez grande similitude: l'Est et le Nord-Est dominent franchement avec 30 % des formes chacuns. Les autres directions notables sont le Sud et l'Ouest. Aucune différence ne peut être mise en lumière d'une partie à l'autre du massif.

Cette orientation dominante traduit l'effet des vents du secteur ouest, ce qui était prévisible et fait participer le Forez au domaine océanique.

Le diagramme du Pilat ressemble quelque peu au précédent mais avec des nuances. (Fig. 5.9 et 5.10). Les directions de l'Est et du Sud-Est l'emportent chacune avec 30 % du total des formes, traduisant la substitution d'une circulation de Nord-Ouest à la circulation de Sud-Ouest constatée en Forez. Les directions secondaires sont fort différentes ici: le Sud et le Nord précèdent largement le Sud-Ouest et l'Ouest. Mais, à la différence du Forez, le fait le plus intéressant est l'apparition de différences notables entre la rose des cirques de névé et celle des niches de nivation. La suprématie de l'Est est plus marquée pour les niches de nivation, c'est-à-dire aux altitudes inférieures puisqu'elles sont situées plus bas sur les versants. Le Sud-Ouest est, avec le Nord-Est, la direction la plus notable. En revanche, au niveau des cirques de névé, la répartition des formes sur le rose des vents est plus équilibrée: un quadrant nord bien représenté (18 unités) traduit des apports de Sud non négligeables.

Des nuances se font jour entre le Nord et le Sud du massif: au Sud, l'orientation à l'Est l'emporte nettement et le Sud dépasse le Nord tandis que le quadrant ouest n'est représenté par aucune forme. Dans la partie septentrionale, le Sud-Est domine très largement et devance le Nord, l'Est et le Nord-Est.

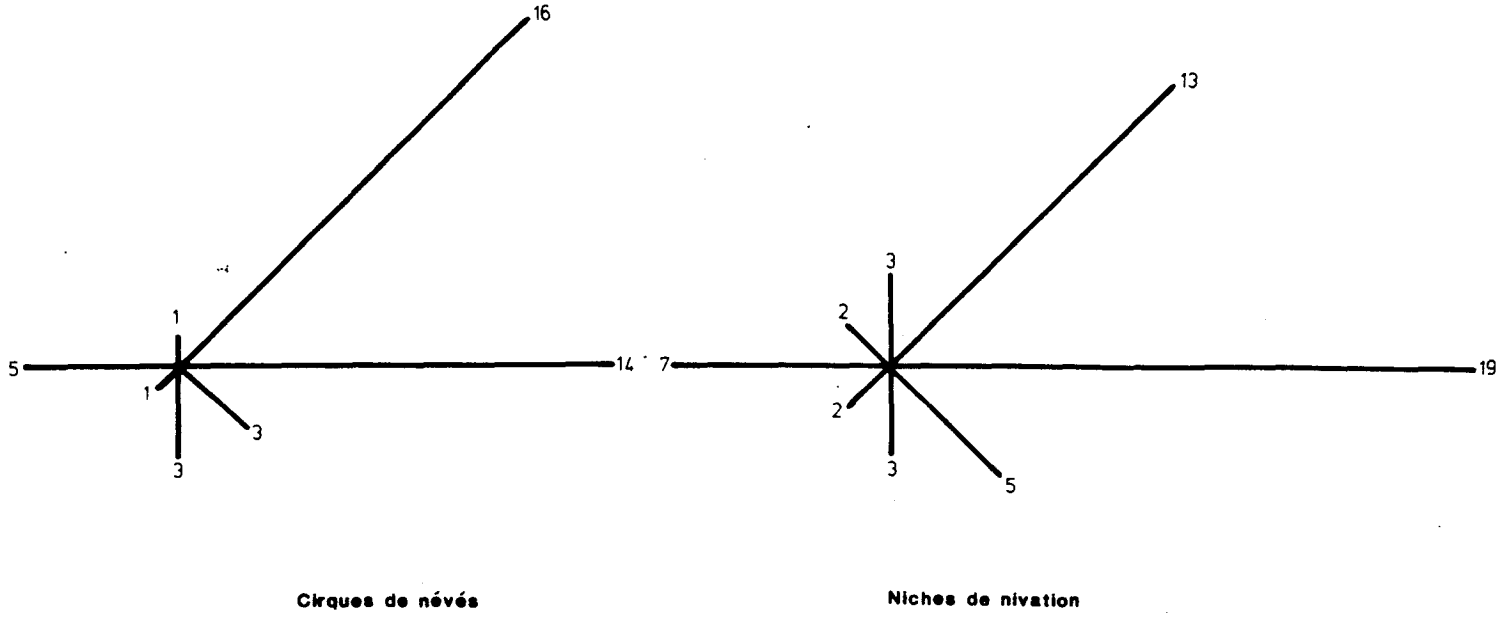


Fig. 5.8 ORIENTATION DES FORMES DE NIVATION EN FOREZ

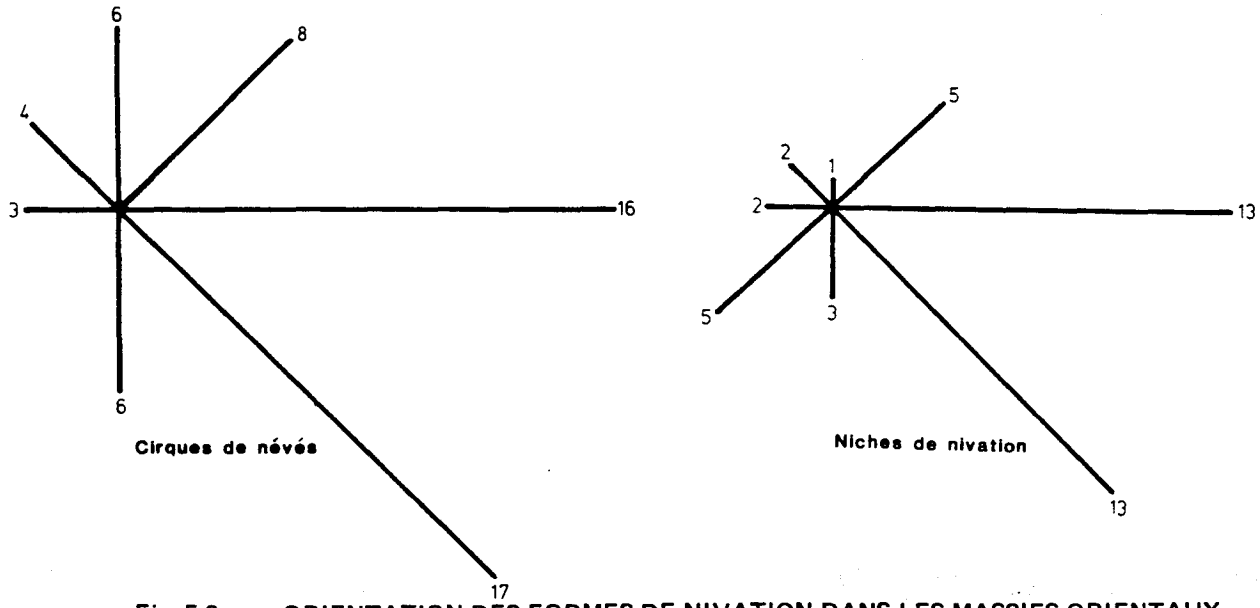


Fig. 5.9. ORIENTATION DES FORMES DE NIVATION DANS LES MASSIFS ORIENTAUX

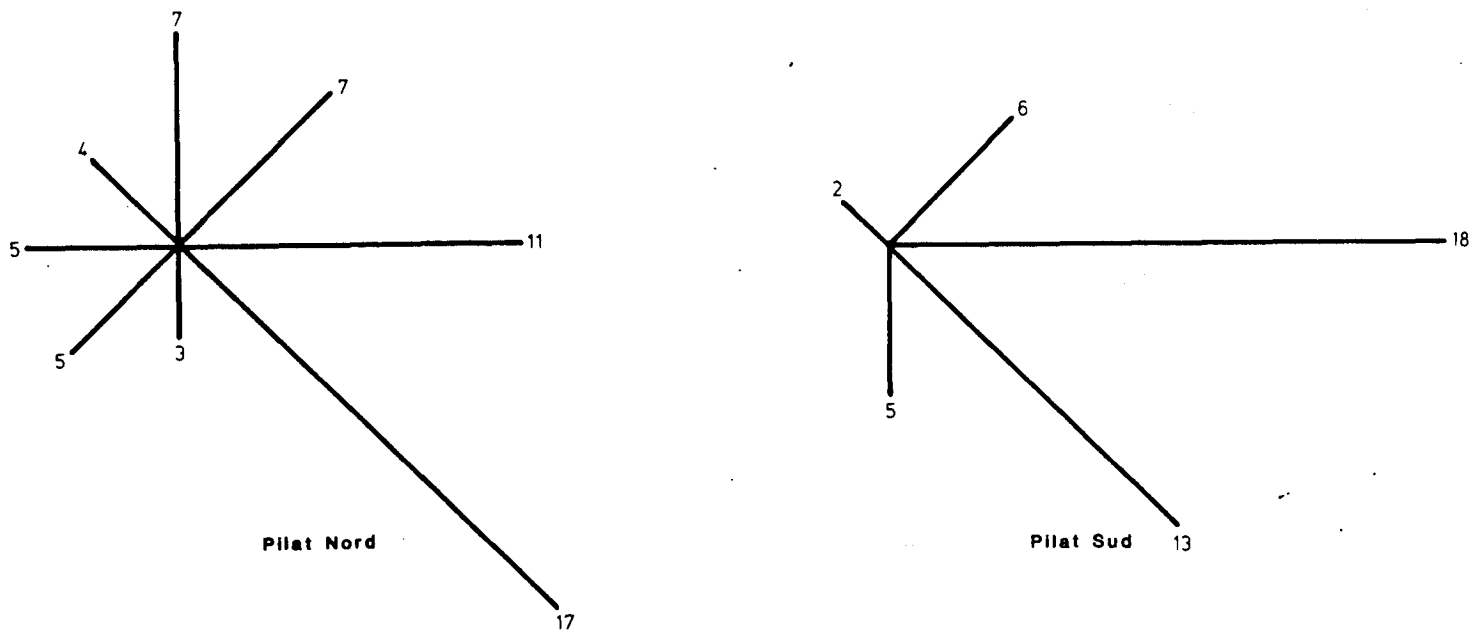


Fig. 5.10. ORIENTATION DES FORMES DE NIVATION AU NORD ET AU SUD DU PILAT

Ces différences peuvent partiellement s'expliquer par la position du massif: on sait que la redistribution de la neige par vent de Nord et de Nord-Ouest de la neige tombée par vent de Sud ou SudOuest est un phénomène bien établi dans les secteurs méridionaux du Massif Central comme le Lozère ou le Tanargue (B. VALADAS, 1984); un phénomène identique pourrait affecter le Sud du Pilat et lui seul, secteur qui appartiendrait déjà par ce biais au domaine méridional du Massif Central. Cette redistribution ne semble pas affecter le secteur septentrional, au vent du Nord: en raison de l'effet de muraille, le freinage y est suffisamment efficace.(1) Le phénomène inverse peut jouer par vent de Sud, et l'accélération des vents de Sud par effet de foehn est une réalité sur le Jarez.

2.2.2. L'orientation des cirques glaciaires.

Comme pour l'étude de l'altitude, seul le Forez sera pris en considération.

Le diagramme, (Fig. 5.11) montre une concentration à l'Est et au Sud-Est. Sur un tiers de la rose des vents, on trouve les trois quarts des cirques régulièrement répartis. A l'extérieur de ce secteur, la répartition est beaucoup plus irrégulière, deux concentrations se manifestant à 260° et 300-320°. L'interprétation souligne l'opposition entre les orientations à l'Est, privilégiées, et les autres; mais l'analyse ne peut être poussée aussi loin que pour les formes de nivation: il est manifeste que **les directions dominantes sont celles des accidents structuraux majeurs définis dans le massif.** Il est également clair que les directions de l'hémisphère ouest se traduisent par une concentration diamétralement opposée dans l'hémisphère oriental. Cette remarque souligne, s'il en était besoin, la part prépondérante de la structure dans le développement des formes de grande dimension.

Si l'orientation des formes élémentaires peut être considérée comme un assez bon indicateur des conditions paléoclimatiques, leur développement en formes majeures exigent que des conditions structurales soient favorables. Aussi paradoxalement, l'interprétation du diagramme des cirques glaciaires dans une perspecive paléoclimatique se révèle plus délicat que celui des niches.

---

(1) Il suffit de comparer la vitesse moyenne des vents de Nord à Saint Etienne et à Bourg Argental pour en être convaincu. (A. BONNET,1966)

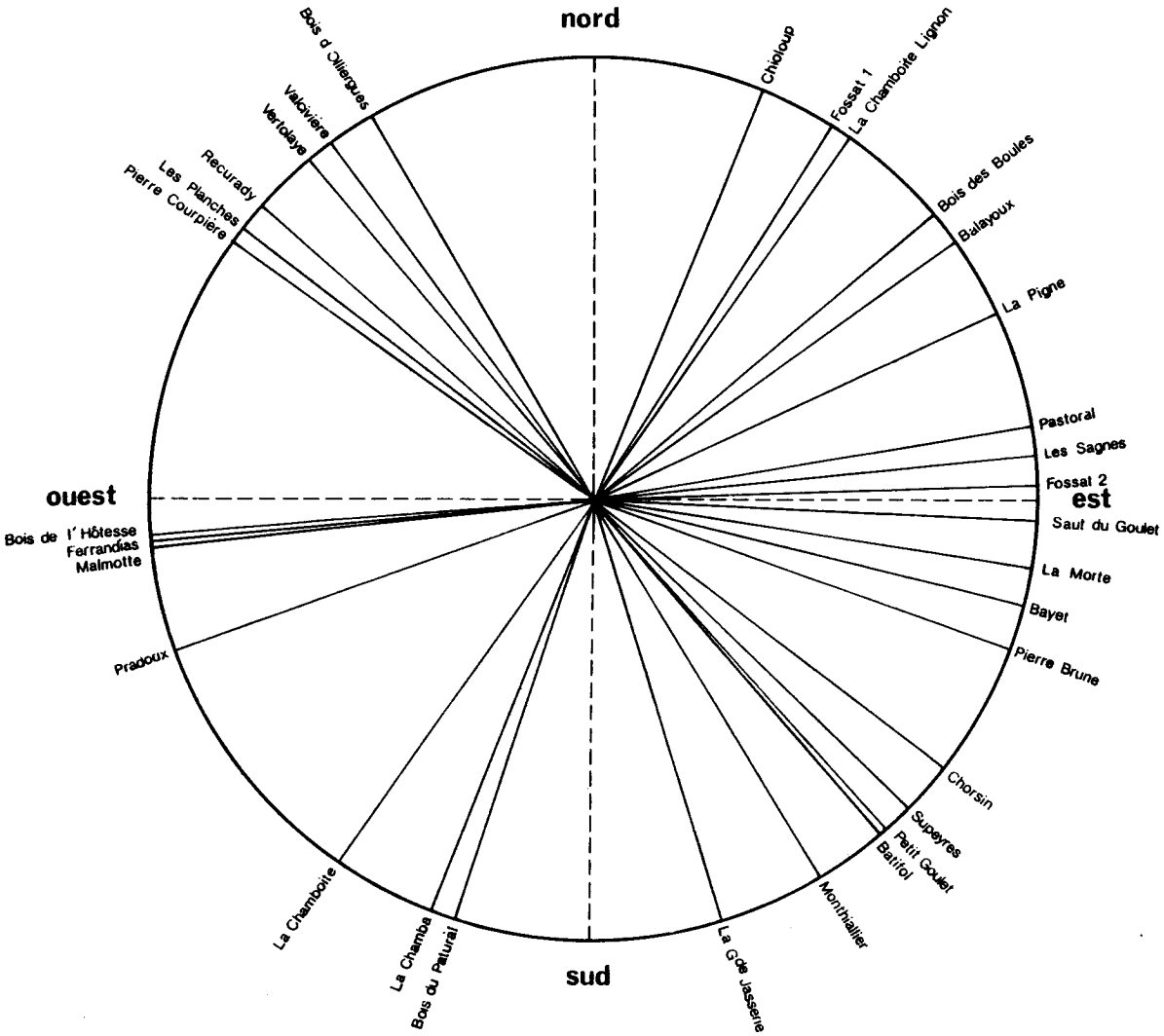


Fig. 5.11. ORIENTATION DES CIRQUES GLACIAIRES EN FOREZ

3. LA SURALIMENTATION A L'ECHELLE DU VERSANT.

Si, à l'échelle du massif, les conditions de la suralimentation sont éminement variables en fonction de l'altitude et de l'exposition, à l'échelle du versant, la localisation des formes de nivation obéit à des règles qu'il convient de préciser pour interpréter correctement toute cartographie.

3.1. OBSERVATIONS GENERALES SUR LA LOCALISATION ET LA DYNAMIQUE DES NEVES

Sur le secteur étudié, deux grands types de localisation se retrouvent fréquemment: le névé de pied de paroi et le névé de vallon.

3.1.1. Le névé de pied de paroi est rare.

Il en existe cependant quelques exemples dans le massif du Pilat et celui du Pyfara en raison de leurs caractères topographiques.

L'exemple le plus caractéristique est celui du hameau de Gimel. (Fig. 5.12) Le névé est localisé à 1240 mètres d'altitude en exposition Sud-Est. Il est sur un versant de 220 mètres de haut avec une pente moyenne de 25 %. A la base, une concavité très marquée permet le raccord avec un talweg secondaire, le ruisseau de l'Amour. Au sommet, une convexité jalonnée par le G.R.7. permet de rejoindre le sommet du Panère par une pente dix fois moindre. Au pied du névé, un bourrelet de blocs libres, parallèle à la concavité s'étire sur plusieurs centaines de mètres: haut de 5 à 10 mètres selon les lieux, il est évidemment inégalement conservé: il peut être une moraine de névé. Localement, il prend une allure arquée, montrant la part non négligeable des phénomènes de gélifluxion dans son développement. Il n'y a pas lieu ici de discuter l'origine des moraines de névé: l'alternative entre le glissement isolé des blocs qui s'accumulent en rempart à l'aval de la plaque de neige (2) ou la constitution du bourrelet par une dynamique gélifluidale (3) l'apparentant aux guirlandes de gélifluxion. La discrimination, déjà délicate sur des formes actuelles, ne peut être faite sur des formes fossiles plus ou moins bien conservées.

3.1.2. Le névé de vallon est le cas général.

L'exemple de Balayoux, dans la haute vallée de l'Ance sera choisi comme exemple-type.

A 1270 mètres d'altitude, dans un vallon déjà bien formé puisqu'il naît à 1400 mètres dans la montagne des Allebasses, un bourrelet de blocs est installé sur une rupture de pente concave du profil. La dissymétrie des flancs du vallon ne laisse aucun doute sur l'origine de cette accumulation de blocs transversale. Une tourbière se développe en arrière suivant un dispositif fréquemment observé. La hauteur du barrage est de l'ordre de la dizaine de mètres et l'absence de fines est la règle.

---

(2) Thèse défendue par BOYE (1952) puis par LLIBOUTRY (1965).

(3) C'est ainsi que B. FRANCOU (1979) a interprété la moraine du Lautaret en s'appuyant sur la disposition des blocs..

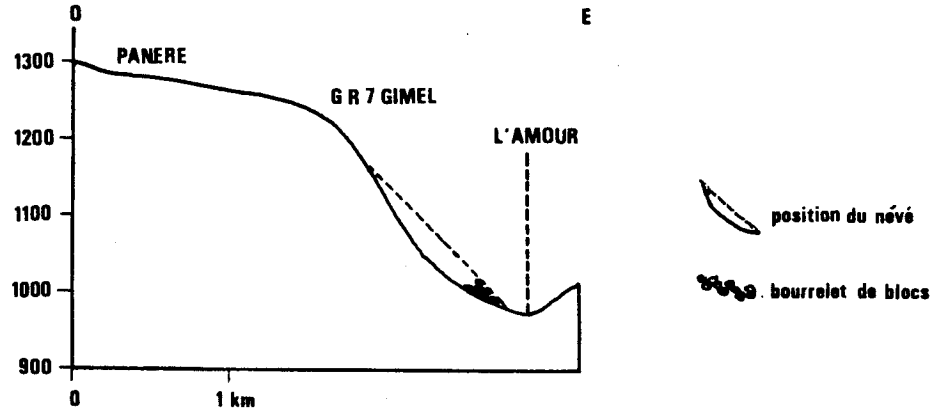


Fig. 5.12. LE NEVE DE GIMEL

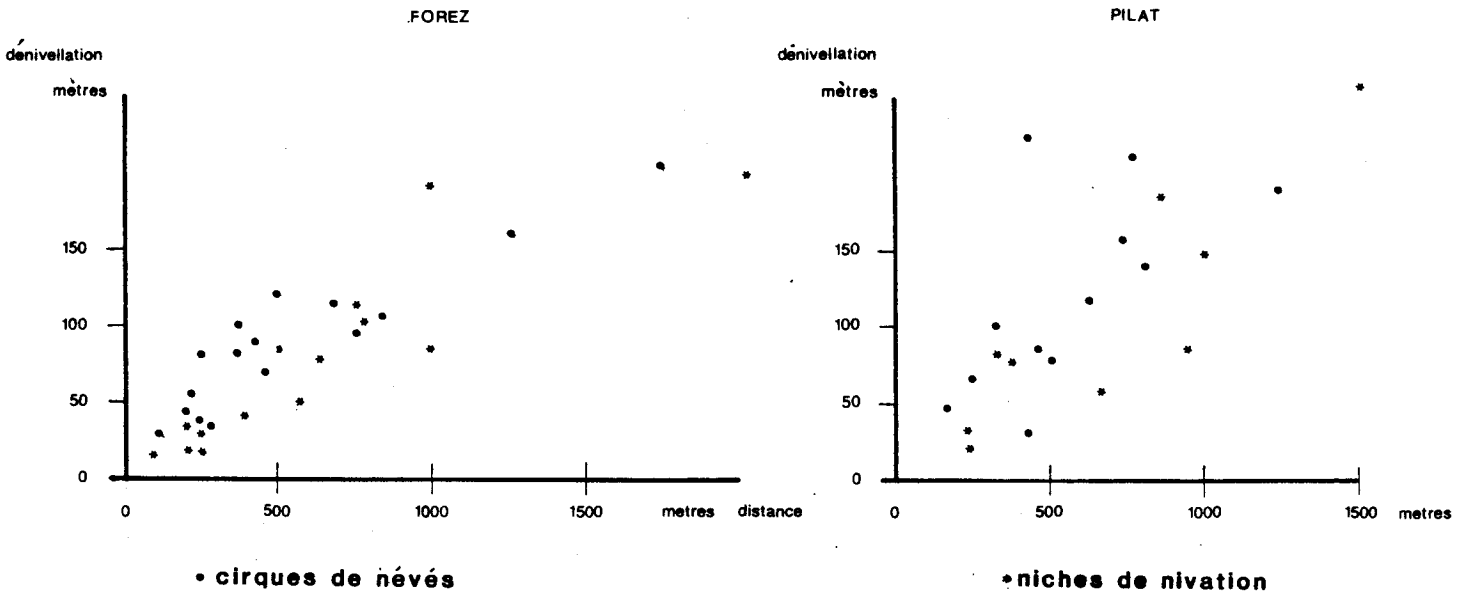


Fig.5.13. POSITION DES NICHES DE NIVATION ET DES CIRQUES DE NEVES

Dans ce type de sites, le névé s'installe toujours au droit d'un col et sa forme est plus ou moins régulièrement circulaire, surcreusant un petit cirque en arrière d'un bourrelet de blocs dont il est difficile de préciser s'il résulte d'un lavage de bourrelet de solifluxion ou d'un véritable protalus rempart au sens anglo-saxon. En arrière, la pente apparaît bien faible pour envisagerla migration des blocs sur la glace, encore qu'aucune valeur-limite n'ait jamais été proposée.

A Balayoux, le névé ne prend quelque développement qu'en contrebas du plateau sommital. A proximité des sommets, même en position sous le vent, il existe de petites niches de nivation mais les grands névés comme d'ailleurs les cirques de glaciers se situent toujours beaucoup plus bas comme si la suralimentation par effet de chasse-neige ne pouvait s'exercer.

3.2. LA LIGNE DE CONVEXITE CRYONIVALE.

3.2.1. Définition.

L'examen détaillé de la carte géomorphologique montre que sur les massifs en coupole aux flancs réguliers, la localisation des névés ne résulte pas du hasard: elle n'est pas non plus liée à une altitude constante qui constituerait une ligne de névés fixée en fonction de conditions thermiques. D'une partie à l'autre d'un même massif, cette altitude varie, sans qu'il soit possible d'assurer que ces névés ne sont pas contemporains, ceci dans certaines limites bien entendu. Un bon exemple est fourni par le massif du Panère aux formes très régulières et où des lignes de névé se suivent à 1050;1100; 1140; 1160; 1180; 1200; 1210; 1260 mètres. Cette remarque suggère que la localisation des névés est régie par les lois de la suralimentation neigeuse plus que par le bilan thermique annnuel.

Tous les névés sont en contrebas d'une accentuation de la convexité du versant du massif. Cette convexité, repérée comme telle sur les cartes géomorphologiques, passe immédiatement au sommet de tous les névés importants du massif; elle n'est cependant en aucun cas confondue avec la ligne de crête: elle s'en distingue par l'altitude, inférieure, -les sommets sont ici à 1300 mètreset en est éloignée géographiquement parfois de plus de 500 mètres.

Cette convexité peut être nommée ligne de convexité cryonivale et peut être définie comme la ligne en-dessous de laquelle la suralimentation neigeuse devient localement possible par effet de chasse-neige, permettant aux actions de nivation de se développer.

3.2.2. Localisation de la ligne de convexité cryonivale.

L'examen des cartes géomorphologiques en Forez et en Vivarais montre que la ligne de convexité cryonivale ne se situe pas partout à la même altitude. Dans beaucoup de secteurs, il n'existe pas une seule ligne mais plusieurs, distinctes, dans le cas notamment où le massif présente des replats particulièrement étendus.

L'exemple du massif de Pierre-sur-Haute montre une première ligne à 1600 mètres juste en-dessous des sommets: elle s'abaisse d'ailleurs vers 1500 mètres au Nord de la Chamboîte; une seconde se place plus bas, vers 1350-1400 mètres au-dessus des vallées du Lignon, de la Morte et du Lachet. Cette ligne aussi est d'altitude variable, entre le Nord et le Sud du massif, puisqu'elle oscille entre 1300 et 1500 mètres. Dans le Pilat, elle s'élève entre 1380 mètres dans le massif métamorphique, 1200 dans le Chaussitre, 1230 au Panère, 1380 au Felletin.

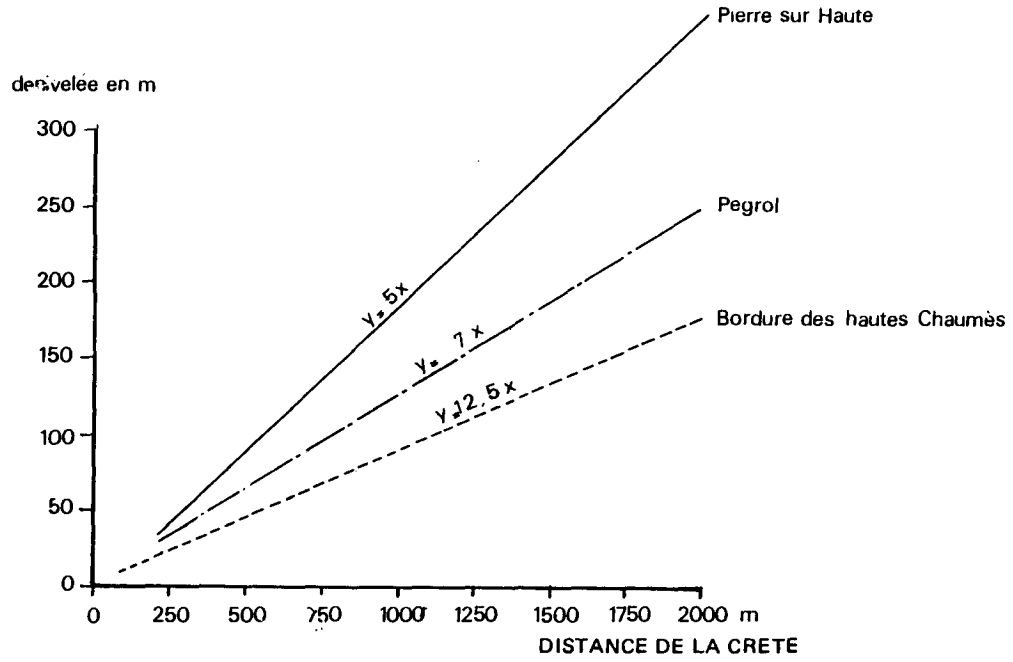


Fig. 5.14. POSITION DE LA LIGNE DE CONVEX ITE CRYONIVALE EN FOREZ

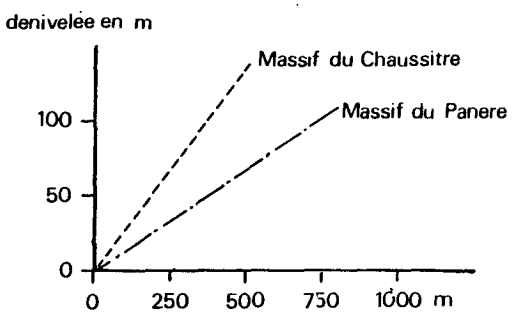


Fig. 5.15. POSITION DE LA LIGNE DE CONVEXITE CRYONIVALE EN PILAT

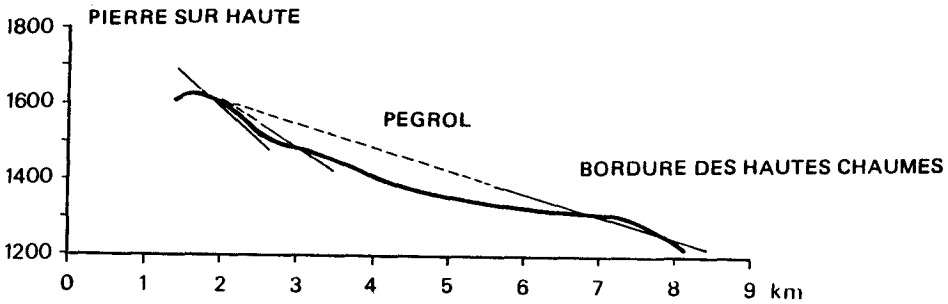


Fig. 5.16. POSITION DE LA LIGNE DE CONVEXITE CRYONIVALE DE L'OUEST A L'EST DU FOREZ

Il semble qu'il y ait un lien entre l'altitude de cette ligne,plus exactement la dénivellation par rapport au sommet du massif et la distance horizontale à la ligne de crête.

Le rapport entre la distance horizontale à la ligne de crête et la dénivellation sous les crêtes pour un certain nombre de formes de nivation et pour la ligne de convexité cryonivale est illustré par le diagramme 5.13.

Pour les massifs de Pierre-sur-Haute et de Monthiallier, l'alignement des points figurant les névés apparaît nettement et traduit une corrélation linéaire entre les deux variables. L'analyse menée pour le rebord oriental des Hautes Chaumes foréziennes montre un alignement aussi net. Pour le Pilat, les faits ne se présentent pas de manière sensiblement différente: dans chacun des massifs on retrouve la même corrélation.

Une première règle semble donc devoir se dégager: l'altitude de la ligne de convexité cryonivale décroît avec la distance au sommet du massif. Cette décroissance est une fonction linéaire de la distance horizontale à la ligne de crête.

L'alignement des points sur les diagrammes traduit donc une corrélation: mais la pente de cette droite de corrélation est fort différente d'un massif à l'autre. Elle est la plus forte à l'Ouest: Monthiallier et Pierre-sur-Haute en Forez, le Chaussitre en Vivarais le montrent bien. A l'Est des massifs, la pente tend à être beaucoup plus faible: Pégrol et surtout le secteur de Gourgon-Garnier en Forez, des Grands Bois et du Panère au Pilat.

Cette variation est importante car la pente de la droite varie du simple au double sur les diagrammes. Cette variation du coefficient angulaire traduit donc la constatation que la ligne de convexité cryonivale est de plus en plus proche du sommet local, qui la domine immédiatement, à mesure que l'on s'éloigne vers l'Est à partir de la ligne de crête régionale du Massif. Elle traduit l'effet d'abri que jouent les chaînons les plus occidentaux pour les chaînons orientaux. Elle est donc fonction des conditions dynamiques du vent. Le graphique (Fig. 5.14c.) montre la décroissance de la courbe avec la distance au massif le plus occidental.

A chaque valeur de la distance horizontale au sommet du massif correspond donc une altitude de la ligne de convexité cryonivale. **Ainsi peut être définie une surface qui, sur une faible distance peut être assimilée à un plan incliné et sur une plus longue distance prend une allure convexe vers le ciel. Cette surface théorique peut être nommée surface d' équilibre de suralimentation:** en-dessous de cette surface, le freinage du vent par effet de crête se fait sentir suffisamment

pour que l'accumulation de neige intervienne.

La surface d'équilibre de suralimentation recoupe la surface topographique réelle par une ligne qui est la ligne de convexité cryonivale définie ici de manière théorique. Partout où la surface topographique est au-dessus de la surface d'équilibre de suralimentation, la suralimentation n'est pas possible, les formes de nivation sont absentes, c'est **la surface de balayage.** Partout où la surface topographique est en-dessous de la surface théorique d'équilibre de suralimentation, l'accumulation de névés est possible.

La surface de balayage se définit donc comme la surface topographique réelle au-dessus de la surface d'équilibre de suralimentation.(Fig. 5.17)

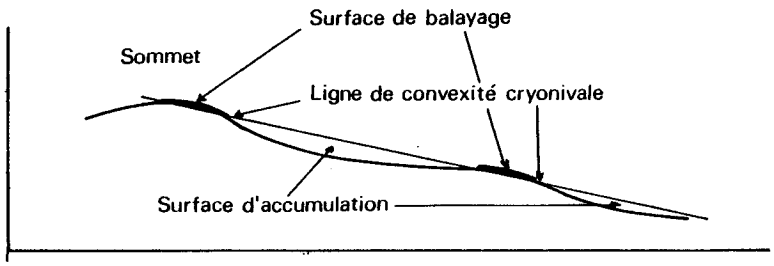
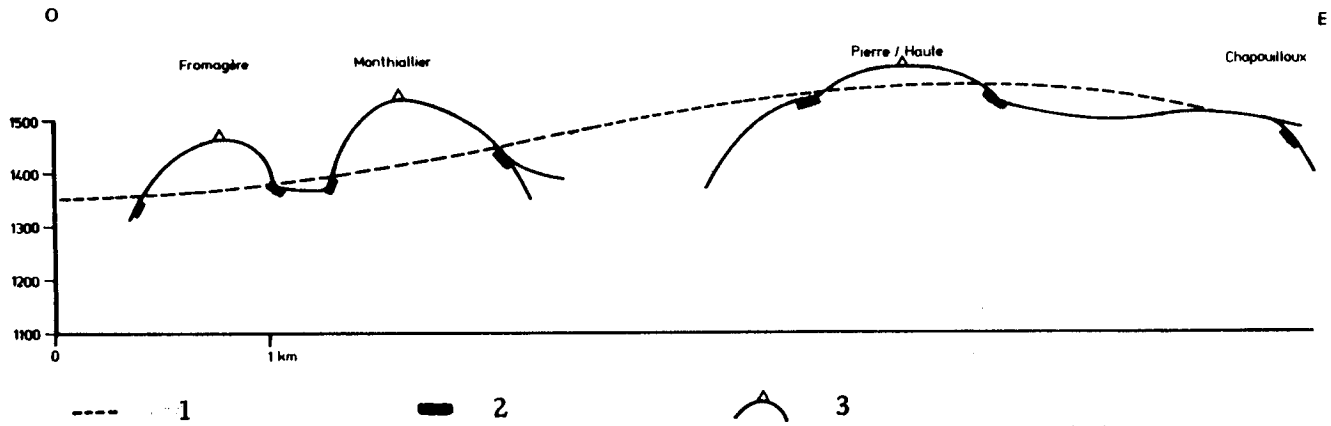


Fig. 5.17. POSITION DE LA SURFACE DE BALAYAGE

La localisation des névés et des zones de suralimentation nivale dépend de la topographie et des conditions dynamiques de la suralimentation. L'interprétation paléoclimatique de la position des névés doit donc tenir compte de ces dernières remarques: **la localisation des névés est autant régie par les règles de la dynamique de l'écoulement du vent sur le relief que des régimes thermiques aux diverses altitudes.**(Fig.5.18)

Ce constat explique la permanence des sites de névés au fil des paléoclimats: il explique l'occupation actuelle par des congères des cirques de névé d'époque glaciaire et tardi-glaciaire.

Seul le terme ablation du bilan accumulation-ablation dépend des conditions thermiques et fixe la ligne de névé au sens où l'ablation cesse de l'emporter et où la congère disparaît pendant la saison chaude. En revanche, l'importance de la suralimentation résulte essentiellement du volume accumulé donc de l'étendue



1. Ligne d'équilibre de suralimentation. - 2. Zone d'accumulation des névés.
3. Tors, chirats et surface topographique.

Fig. 5.18. LA LIGNE D'EQUILIBRE DE SURALIMENTATION EN FOREZ

de la surface de balayage réelle. Pour cette raison, il est manifeste à la lecture des cartes géomorphologiques que les formes les plus développées sont les plus basses sur le versant et que les formes supérieures sont d'échelle plus modeste: c'est par insuffisance de piège à neige que les cirques vers 1600 mètres à Pierre-sur-Haute ou les niches à 1400 mètres au Pyfara ou à 1260 mètres au Panère n'ont pu évoluer vers des formes plus élaborées alors que celles-ci existent en-dessous.

Ce concept de ligne de convexité cryonivale permet donc d'expliquer dans ces massifs de manière cohérente la localisation des formes de nivation. Ces règles semblent s'appliquer aux massifs anciens aux formes lourdes où les phénomènes dechasse-neige sont itrès importants.

.CONCLUSION:DE LA NICHE DE NIVATION AU CIRQUE GLACIAIRE

Les niches de nivation comme les cirques glaciaires sont liés aux phénomènes de suralimentation nivale; l'évolution de la forme de la niche occupée saisonnièrement par la neige au névé qui perdure pendant l'été voire au glacier de cirque dépend de la capacité de l'ablation à faire fondre le volume de neige accumulé pendant la saison froide.

Il est délicat d'interpréter l'altitude des planchers de cirques et de névés comme un indicateur très précis de la limite des neiges permanentes et leur absence

comme le signe de conditions climatiques insuffisamment humides ou insuffisamment froides.

Certes, des méthodes existent pour définir l'altitude des neiges permanentes à partir de la position des plus bas névés, mais les résultats obtenus ne correspondent qu'approximativement avec ceux qui résultent de l'étude des glaciers. Les formules de MANLEY (1949) permettent notamment de genre de calculs. En l'absence de formes glaciaires dans les massifs orientaux, cette méthode sera le seul recours pour préciser les conditions d'enneigement.

Le deuxième enseignement des névés porte sur le régime des vents dominants qui ne sont pas obligatoirement ceux qui apportent les précipitations mais qui redistribuent la neige. C'est une clé importante pour comprendre la dynamique glaciaire en Forez.

Le troisième enseignement est enfin d'ordre chronologique dans la mesure où une corrélation des stades glaciaires et des lignes de névé pourra être tentée et où la validité del'estimation des neiges permanentes par les diverses méthodes aura été testée.

Chapitre 6
Un aménagement des vallées et des vallons

L'étude des vallées et des vallons n'a sa place dans un travail sur les héritages des périodes froides que dans la mesure où il est établi qu'ils y ont laissé leur empreinte. S'il ne fait aucun doute qu'un réseau de vallées drainées existe en Forez depuis la fin du Tertiaire, jalonné notamment le long du Lignon par des coulées de laves et des couloirs d'érosion, aucune certitude n'est acquise pour les vallons secondaires. Ces derniers sont-ils une création des périodes froides ou ont-ils seulement été aménagés par le froid? S'il est évident qu'une préparation par altération différentielle a été nécessaire, l'action du froid n'est peut-être pas indispensable pour leur évidement.

Il existe en effet des vallons en berceau décrits dans la plupart des régions granitiques sans qu'il soit nécessaire de faire intervenir les actions périglaciaires.

Les modelés de Côte d'Ivoire forestière décrits par G. ROUGERIE (1960) montrent des vallons en matériel granitique qui ne sont pas différents des vallons de nos régions au moins dans leur partie amont. La valeur des pentes longitudinales, celle des versants, -6 à 9°- tout comme le développement des convexités sur les hauts de versant et des concavités au bas des pentes rappellent la topographie de ces régions.

De telles formes ont été décrites partout dans les régions granito-gneissiques, en milieu méditerranéen, en milieu tempéré frais, comme dans les régions chaudes.(1) L'explication de ces modelés est maintenant bien connue: l'effet d'éponge de l'altérite granitique favorise le creep sur le versant du vallon. La partie haute se dénude

(1) Cf les thèses de P. BIROT (1937) et J. PELLETIER (1963).

et prend une forme convexe, le bas-fond s'engorge et devient concave, ceci tant que la nappe phréatique ne nourrit pas suffisamment le drain pour lui permettre d'exercer une incision linéaire efficace.

Ce genre de vallon existe abondamment dans notre région et il en est de beaux spécimens sur le pédiment d'Annonay décrits par J.P. LEGROS (2).

Le modelé de ces vallons ubiquistes est en fait fort différent de celui des vallons de la montagne tant par la topographie que la nature du remplissage. Même si, de nos jours, vallées drainées et vallons évoluent de manière identique sous l'action du ruissellement concentré et hypodermique, l'empreinte des actions morphogéniques froides n'y est pas pour autant effacée.

Cet héritage morphogénique froid se traduit de manière différente selon qu'il s'agit de vallons élémentaires le plus souvent sans écoulement aérien ou de petits talwegs drainés de premier ordre dans la classification de R.E. HORTON (1945). Malgré ces différences dans les modalités du drainage, leur étude conjointe s'impose en raison des liens génétiques qui les unissent.

1. LES VALLONS ELEMENTAIRES.

L'omni-présence des vallons ne doit pas masquer la grande variété des situations topographiques qui mérite d'être examinée avant toute étude de la dynamique des vallons.

1.1. LES FORMES DES VALLONS ELEMENTAIRES.

Tant en Forez qu'en Pilat, quatre familles de vallons apparaissent fréquemment, certaines avec des variantes; elles sont liées à des conditions topographiques différentes.

1.1.1. Le vallon entonnoir est le plus proche de l'organisme torrentiel.

Les spécimens de cette famille sont nombreux dans la vallée de la Cance entre Villevocance et Saint Julien-Vocance sur la rive gauche de la rivière notamment; ce sont des organismes courts, - une centaine de mètres- en forte

(2) Notice de la carte pédologique de Saint Etienne (à paraitre).

pente.

Un entonnoir triangulaire se développe sur un replat de rive gauche de la Cance, perché de 20 à 25 mètres au-dessus du talweg principal. Cet entonnoir rappelle le bassin de réception d'un torrent mais il est comblé par de l'arène à blocaille solifluée. La régularisation des versants et la présence d'une concavité basale traduit une dynamique gélifluidale ou solifluidale sur les parois de l'entonnoir et non du ruissellement.

Un chenal d'évacuation lui fait suite: en pente raide de 5 à 15°,il est étroit, le plus souvent rectiligne mais parfois sinueux, jamais ramifié; les versants prennent une allure de plus en plus convexe à mesure qu'il s'encaisse; le recouvrement de matériel est faible sur le fond et nul sur les versants où la roche en place perce en de nombreux chicots. Ce chenal n'est pas drainé.

Il débouche sur la vallée principale par une rupture de pente nette: le chenal est toujours perché au-dessus de la vallée principale, le plus souvent d'une hauteur de 7 à 20 mètres dans cette vallée.

1.1.2. Le vallon-couloir.

Un exemplaire remarquablement didactique se développe en contrebas du village de Lézigneux en Forez.

Il s'agit d'un vallon court, moins de 100 mètres de long, toujours à forte pente, 5 à 25°, rectiligne et parfaitment calibré.

Le chenal d'évacuation constitue ici la totalité de la forme. Toujours plus large que le précédent, il présente un profil transversal nettement concave et un profil longitudinal rectiligne. La tête du vallon s'amorce brutalement sur le versant.

Le vallon se termine dans la vallée principale -ici la Vidressonne- par une brusque rupture de pente à niveau ou parfois suspendue.

Les nuances entre les vallons-couloirs portent sur l'importance des aménagements anthropiques qui multiplient les ressauts de détail lors des constructions de banquettes agricoles, ou sur la valeur de la pente longitudinale: dans le cas où elle devient très forte, comme à Faverges sur la commune de Saint Bonnet-le Courreau, on passe à de véritables couloirs de gélivation inclinés de 30 à 40° et dominés par des chicots dénudés (Fig. 6.3).

1.1.3. Le vallon-escalier est une variante du précédent.

Les vallons-escalier ont beaucoup de traits communs avec les précédents dont ils ne sont finalement qu'une variante: comme ces derniers, ils présentent une forte pente, sont courts, rectilignes, sans affluents. Ils s'en distinguent cependant

par le profil en long qui, au lieu d'être rectiligne, se résume à une série de paliers étagés. Il s'agit bien sûr de paliers naturels sans rapport avec les banquettes de culture qui peuvent accidenter les vallons du type précédent.

Deux exemples permettent de préciser la topographie de ces vallons.

A l'Ouest de la Roche Gourgon, sur les Hautes Chaumes foréziennes, des vallons présentent des bourrelets isolant des dépressions occupées par des tourbières flottantes à Drosera de 500 mètres carrés environ. Ces bourrelets actuellement immobilisés sont constitués d'une matrice d'arène remaniant éventuellement des éléments morainiques. La présence de congères de neige en hiver en arrière de ces bourrelets laisse penser que des mouvements lents de fluage peuvent survenir au printemps lors du dégel provoquant des déchirures pelliculaires du manteau tourbeux; mais il ne s'agit là que de mouvements localisés.

Localement l'évolution de ces vallons est plus poussée. Des langues de blocs s'immobilisent alors dans les vallons se terminant par une barrière transversale. A une échelle plus modeste, ces formes ne sont pas sans rappeler les amoncellements de blocs décrits par B. VALADAS et Y. VEYRET (1974) sur le versant méridional du Mont Lozère et le versant oriental de la Margeride.

L'un des exemples qui peut être le plus aisément observé parce qu'accessible et dans un site découvert, se situe au lieu-dit "le creux" sur le versant oriental du Chaussitre à 1180 mètres d'altitude.

La route de Saint Régis à Marlhes traverse à cet endroit un vallon large 60 à 80 mètres et de direction Ouest-Est; il est encaissé de 20 à 40 mètres dans le replat de rive droite de la Dunières. On observe nettement un barrage de blocs, haut de 6 à 8 mètres environ qui barre entièrement le vallon; les boules sont saillantes à l'aval sur le front raide dépourvu de fines; en arrière, un replat se développe dans du matériel plus fin mais où les boules ne sont pas absentes, partiellement aménagé en prairie. Il forme une surface presqu'horizontale. Ce modelé se situe dans un contexte nival d'altitude immédiatement en contrebas des moraines glaciaires et de névé qui occupent l'amphithéâtre du Creux.

Il est clair qu'il s'agit là du fluage d'une masse d'arène et de rochers, longitudinalement dans l'axe du vallon qui s'est trouvée figée à un moment donné, formant un bourrelet raide et convexe en travers du vallon sans véritable contre-pente en arrière. D'autres formes identiques existent sous la ligne des crêtes des Grands Bois: nulle part cependant, elles ne rappellent aussi nettement les barrages du vallon de Salarial en Lozère.

1.1.4. Les vallons berceaux.

Ce sont, contrairement aux précédents, les plus longs des vallons, ceux qui se ramifient, ceux qui sinuent. Ils ne se distinguent pas, par leur forme, des vallées drainées de premier ordre et lors des fortes averses, le sous-écoulement devient subaérien: ce sont indiscutablement des vallées à écoulement épisodique.

L'exemple du vallon à l'Est de Roche-en Forez ou de Vallansanges (commune de Lézigneux) est significatif.

La concavité des versants est plus marquée, le profil transversal le montre; le profil longitudinal est irrégulier, à ressauts, toujours suspendu audessus de la vallée principale.

L'épaisseur des dépôts qui tapissent le fond est croissante du centre vers les bords: à Roche-en Forez, l'épaisseur traversée par sondage n'est que de O,75 mètre au centre, et de 1,5 mètres sur les bordures au pied du versant. Le bedrock a donc un fond plus plat que la topographie visible de surface.(3) L'hydromorphie est générale au centre du vallon et contribue à un amenuisement rapide du matériel.

1.2. LA REPARTITION DES VALLONS ET SES FACTEURS.

La répartition des vallons sur la carte ne fait pas apparaitre d'altitude privilégiée pour leur développement: dans le massif du Pilat, la fréquence des vallons par tranche d'altitude se calque sur la courbe hypsométrique; la tranche apparamment privilégiée est celle qui occupe la plus grande surface sur le terrain.

En Forez, des remarques analogues peuvent être faites: il faut toutefois une baisse significative de la fréquence des vallons de gélivation dans la zone englacée. Les seuls vallons qui existent dans ce secteur sont du type à bourrelets, très courts et peu creusés. Ils pourraient représenter un stade de développement récent, tardi-ou post-glaciaire, en tout cas postérieur à la déglaciation du massif.

1.2.1. En Forez.

La rose d'orientation révèle, sur un secteur choisi de manière à éliminer l'influence possible de la dissymétrie générale du massif, la prédominance des orientations du Nord-Est au Sud-Est qui constituent 94 des 167 vallons recensés soit environ 60 %. (Fig. 6.1.)

Il faut y voir l'influence de la nivation: il est intéressant de noter qu'aux altitudes les plus basses, les orientations vers le Sud-Est et le Nord-Est sont les plus représentées; à mesure que l'on s'élève, elles diminuent et l'orientation à l'Est écrase toutes les autres. L'orientation vers le Sud et l'Ouest se développe également sur Ambert 7/8. **Dans cette partie sommitale, aucune des orientatons structurales ne se reflète dans la direction des vallons contrairement aux basses altitudes.**

---

(3) Constatation à rapprocher de celle de J. SOONS (1958) dans les Vosges: "ces vallées sont caractérisées par un fond plat et remarquablement large par rapport ux cours d'eau, qui se raccorde au pied des versants raides par un angle très accusé."

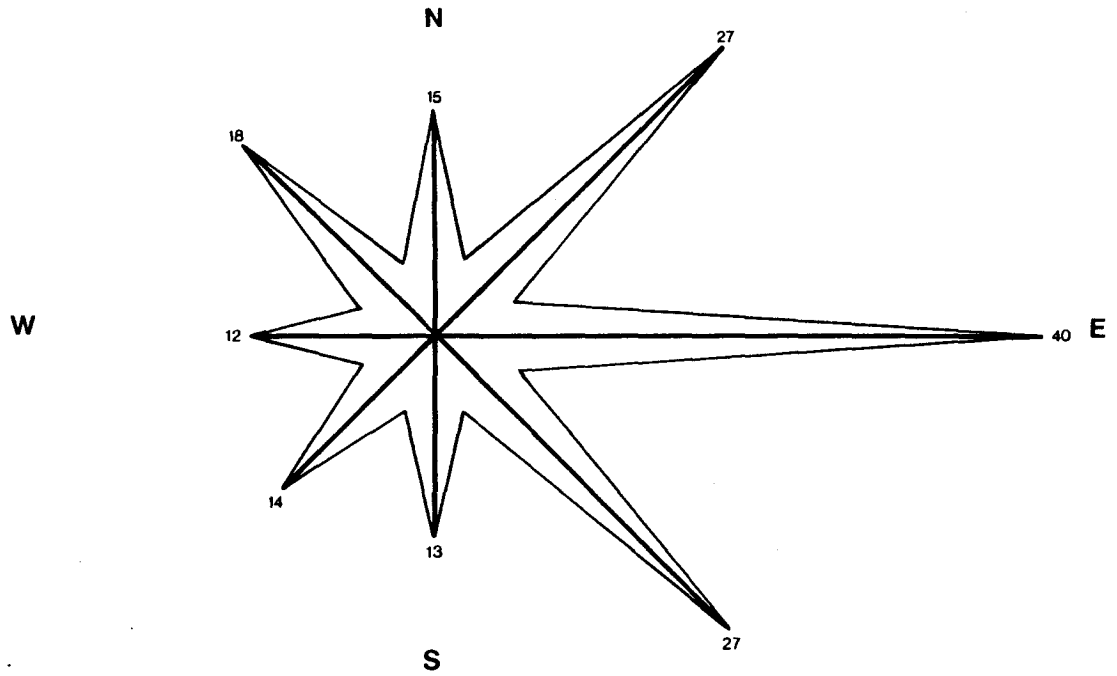
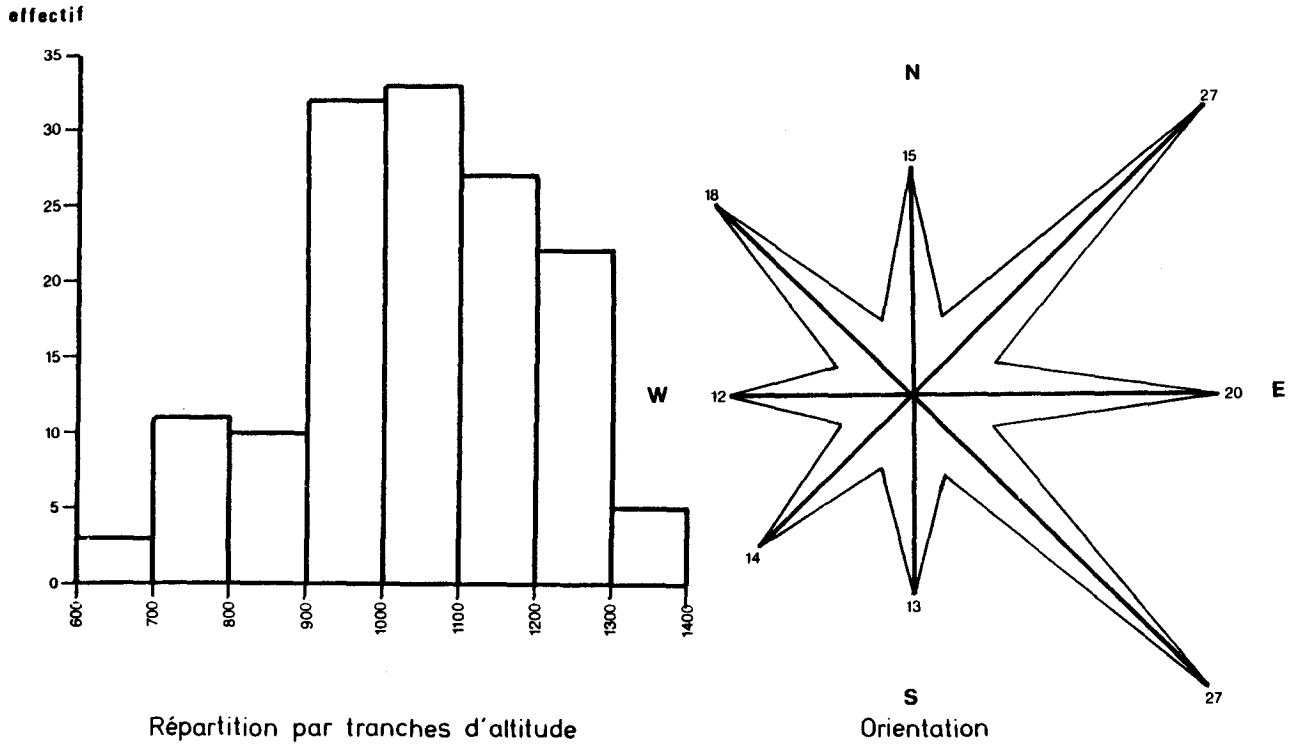


Fig. 6.1. LES VALLONS DE GELIVATION EN FOREZ



Répartition par tranches d'altitude

Orientation

Fig. 6.2. LES VALLONS DE GELIVATION DANS LES MASSIFS ORIENTAUX

Les sites morphologiques des vallons ne sont pas sans influence sur leur développement: la répartition des types de vallons -tels qu'ils ont été définis plus haut- montre que les vallons-couloirs sont plus fréquents sur les replats inférieurs et les vallons-berceaux sur les sommets. On trouve en abondance des vallons-couloirs en contrebas du couloir d'érosion du Lignon, entre Chalmazel et Saint Georges-en Couzan notamment; on les retrouve également en contrebas des replats disséqués par la Mare, la Curraize, le Vizézy, la Trézaillette et la Vidressonne.

Manifestement, les vallons-couloirs sont sont liés au défoncement des couloirs miocènes par les rivières.

Les vallons-berceaux sont surtout représentés vers Lérigneux, à l'Ouest de Chalmazel, c'est-à-dire en bordure de la surface sommitale et sur sa retombée occidentale et orientale.

Les vallons-berceaux apparaissent davantage liés à la présence de la surface éogène que les précédents.

1.2.2.Dans les massifs orientaux.

La répartition des vallons est davantage commandée par la variété pétrographique. Ils sont peu nombreux dans le Pilat métamorphique où affleurent les leptynites, à l'Oeillon, à la Roche des Vents ou à la Louvesc. Dans ce matériel particulièrement homogène, les entailles sont de type torrentiel et il n'existe pas de matériel meuble susceptible de permettre le développement de la solifluxion.

La rose d'orientation ressemble fort à celle du Forez. Le Nord-Est et le Sud-Est l'emportent sur l'Est. Le Sud est nettement moins représenté, le Nord-Ouest l'étant localement plus que dans le Forez. Le quadrant Ouest à Sud est le plus nettement déficitaire. (Fig.6.2.)

Contrairement au Forez, il n'apparaît pas de modification de la rose en fonction de l'altitude. Régionalement, les nuances entre les secteurs du massif sont limitées: le Nord et le Nord-Ouest sont plus représentés sur Saint Etienne 7/8. Cette constatation est à rapprocher de celle concernant les formes de nivation.

Les sites des vallons présentent des traits semblables au Forez. Les vallons larges et à faible pente se développent sur les sommets, particulièrement sur le plateau de la République et les versants qui le dominent. Les vallons-couloirs

sont plus nombreux sur le versant rhodanien en contrebas des planchers d'alvéole, le long de l'Argental, de la Bétonnière, de la Deôme et du Ternay. Les secteurs méridionaux connaissent des vallons-couloirs et de nombreux vallons-entonnoirs tant sur la Cance et le Doux sur le versant rhodanien que sur la Dunières et le Clavas sur le versant ligérien.

1.2.3. Interprétation générale.

L'explication de la localisation des vallons peut-être recherchée dans deux directions: la première, climatique, fait appel à l'enneigement et au gel profond; la seconde, structurale, traduit le réseau de fracturation du socle. Avant de pouvoir donner une interpétation climatique aux faits d'observation, il est indispensable de faire la part des influences structurales.

L'étroitesse des liens de la rose d'orientation avec le réseau de fractures apparaît nettement en Forez sur la carte de B. CLAVAUD et G. RATSIMBA. La direction vers le Nord-Est coïncide avec la direction dite varisque et celle vers le Sud-Est est parallèle aux grandes failles de Roche et du Fossat en Forez.

On sait, depuis les travaux de FLAGEOLLET et LELONG (1972) sur le Limousin qu'il faut admettre l'existence d'arènes pénétrantes le long d'accidents structuraux majeurs. Une illustration de ce phénomène est fournie par la faille de Roche-en Forez: tout au long de son tracé, les divers types de granite sont pourris sur toutes les coupes visibles. Il y a là un phénomène qui annule toute échelle de résistance pétrographique. De tels panneaux existent aussi dans le Pilat, au moins dans les séries du substrat et dans certains niveaux de la couverture (gneiss supérieurs et anatexites claires de base).

Dans la mesure où le vallon n'est que le résultat de la vidange d'un panneau arénisé sous l'effet de l'appel au vide provoqué par le creusement dans la vallée principale, on peut considérer que le facteur structural est prépondérant.

L'apport de la neige et des névés favorise la saturation de l'arène: il est logique de constater que ces virtualités sont mieux exploitées sur les versants orientaux, sous le vent, que sur les versants occidentaux.

1.3. LA DYNAMIQUE DU VALLON PERIGLACIAIRE.

Le problème de la dynamique du vallon en période froide se résume à l'alternative suivante: gélifluxion ou ruissellement.

Le creusement et le modelé de ces vallons résultent-ils d'écoulements subaériens? S'agitil de vallées fossiles ou au contraire de formes à la dynamique particulière?

- **Aucun trait dû au ruissellement n'apparaît dans le matériel** examiné à la faveur des coupes transversales. La coupe de Faverges montre assez bien la nature du matériel de remplissage. Trente à cinquante centimètres de matériel limoneux emballant une blocaille posée à plat parallèlement au fond du bedrock. Nulle trace de lavage ou de litage n'apparaît dans la matrice. (Fig. 6.3)

A aucun moment, il ne semble que ce vallon ait canalisé un écoulement; en revanche, les coupes de Faverges montrent que le substrat de migmatites sous le plancher du vallon est totalement altéré. A Chamarel, commune de Saint Bonnet-le Courreau, un vallon recoupe de manière rectiligne un granite désagrégé se creusant à la pelle. A Say, commune de Marcilly le Châtel, les bordure d'un vallon sont une arène totalement désagrégée et minéralogiquement beaucoup plus évoluée que le matériel qui occupe le fond du vallon.

Ces remarques permettent de penser que l'érosion linéaire n'est pour rien dans le creusement: bien plus, il faut envisager que le substrat a été durci par le gel pour comprendre que l'arène n'ait pas été emportée par le matériel en transit sus-jacent. La disposition des blocs dans l'axe du vallon, posés à platparallèlement au fond et aux parois, l'allure des courbes granulométriques, rappellent tout-à-fait celles des revêtements d'arènes à blocs et plaident pour un déplacement par gélifluxion.

La présence sous ce matériel en déplacement d'arène meuble in situ plaide pour une véritable gélifluxion et non une simple solifluxion qui peut se poursuivre lorsque la teneur en fines est exceptionnellement élevée et la pente forte et la saturation en eau réalisée. L'objection de la cryptodécomposition de l'arène sous la compresse du remplissage du vallon ne résiste pas à un examen sérieux: si tel était le cas, l'altération devrait être surtout développée dans la zone la plus humide, c'est-à-dire au centre du vallon. Ce n'est pas le cas à Say ni à Faverges ou à Chamarel. Elle devrait également affecter la base de la formation à blocs où devrait se situer l'hypothétique nappe phréatique; mais à Chamarel, il est bien visible que, du haut en bas du remplissage, les blocs sont parfaitement sains; aucun des signes classiques d'hydromorphie ne sont apparus dans ces remplissages limoneux. L'altération du substrat est donc antérieure au comblement du vallon.

Cette dynamique a été décrite sous le nom de vallon de gélivation au

Labrador par C.R.TWIDALE et M. DERRUAU (1956), par J. SOONS (1958) dans les Vosges, puis repris par J. TRICART (1967). Il s'agit de la gélifluxion du mollisol pendant la saison chaude sans intevention notable du ruissellement. La faible surface du bassin-versant explique le faible volume d'eau à écouler même en période froide: ces vallons appartiennent -rappelons le- à la classe 1 de HORTON.

- **L'origine du matériel en transit** peut être l'apport longitudinal par prélèvement sur le substrat à mesure de la migration et encaissement progressif du vallon ou au contraire, l'apport latéral depuis les versants, le vallon n'étant qu'un évacuateur passif des débris fournis par les versants.

L'étude de l'exemple de Faverges déjà cité permet de préciser les choses puisqu'on a la chance de pouvoir faire la discrimination entre les deux types d'apport. Comme le montre le croquis, les versants sont en leucogranite alcalin sous forme de filons, et les couloirs sont en migmatites hétérogènes sombres.(Fig. 6.3)

L'examen des blocs dans le remplissage révèle que 90% d'entre eux sont des leucogranites; il est vrai que les conditions sont particulièrement favorables puisque les couloirs sont très creusés et que les versants prennent localement l'allure de parois. En revanche, la matrice est pour l'essentiel, par les migmatites: les biotites sont très abondantes au niveau des sables, associées à des quartz et on note l'absence de muscovite.

Une bonne part des matériaux en transit résulte d'un effet de "ramonage" du fond du talweg plus que d'apports du versant: ceci explique la forme assez raide de beaucoup de vallons. Les profils en berceau très évasé sont la marque de l'excès des apports latéraux par rapport à l'évacuation longitudinale, donc du blocage de l'évolution du vallon. Cet engorgement est plus rapide lorsque la pente est plus faible.

En conclusion, le bilan entre l'évacuation et les apports de versant règle la vitesse d'approfondissement: la pente et la nature du substrat interviennent pour accélérer ou freiner l'évolution. Dans tous les cas, l'absence d'écoulement ne favorise pas l'élargissement: le vallon reste étroit pendant toute son évolution périglaciaire; ce dernier point l'oppose complètement aux vallons banals qui n'ont pas connu cette dynamique tels qu'on les retrouve à basse altitude et dans les régions plus méridionales. La faiblesse de la dynamique longitudinale y provoque l'engorgement immédiat et un profil plus évasé, plus "avachi".

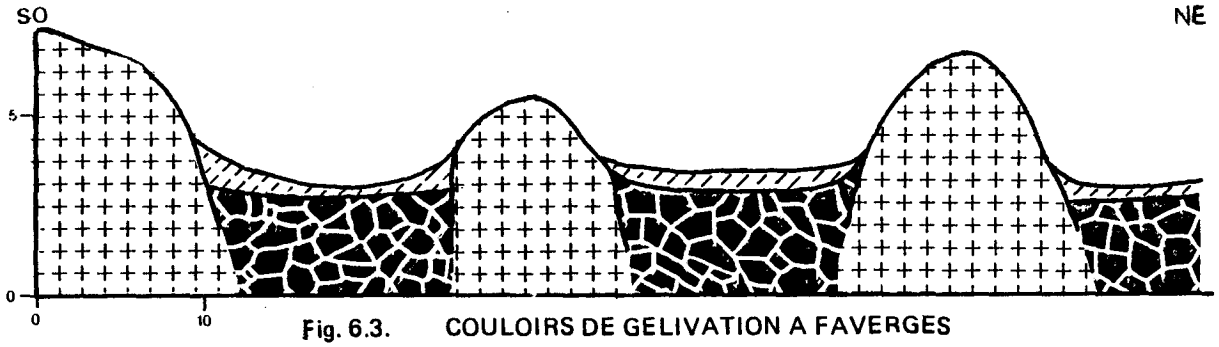


Fig. 6.3. COULOIRS DE GELIVATION A FAVERGES

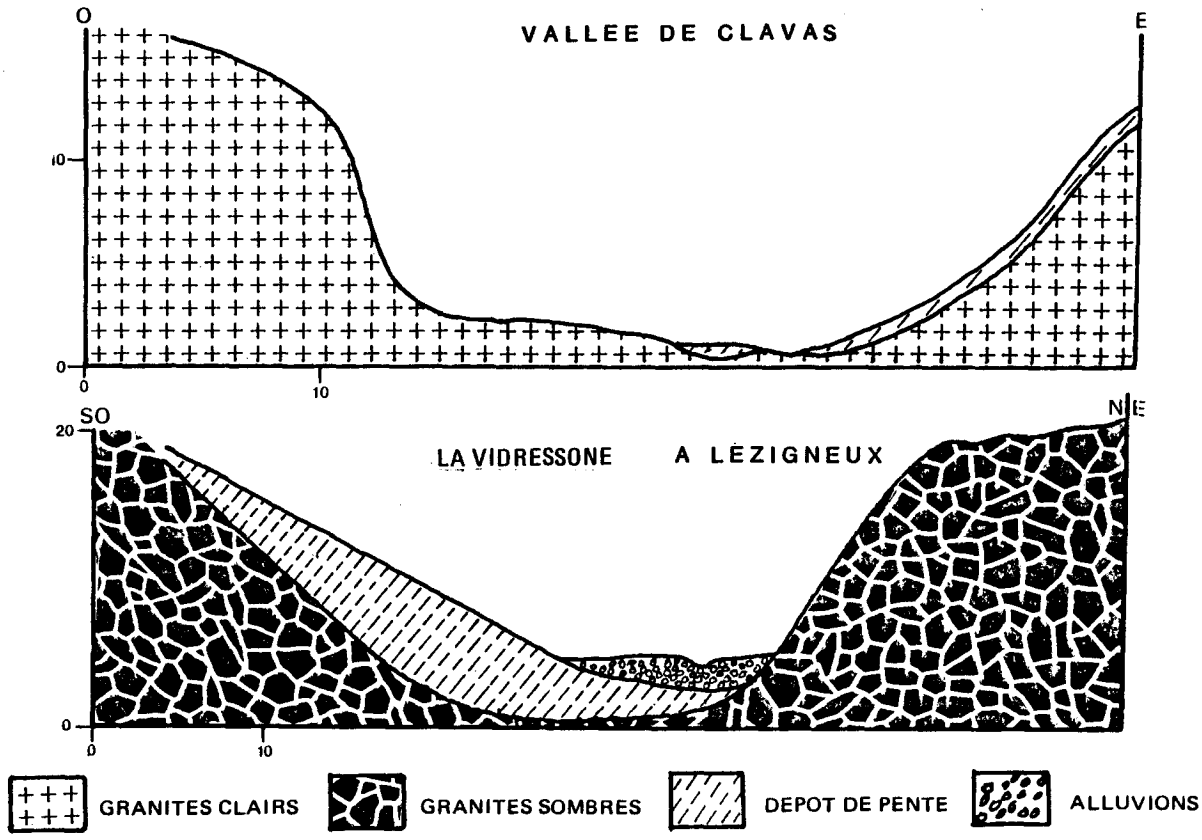


Fig. 6.4. LES VALLEES DISSYMETRIQUES

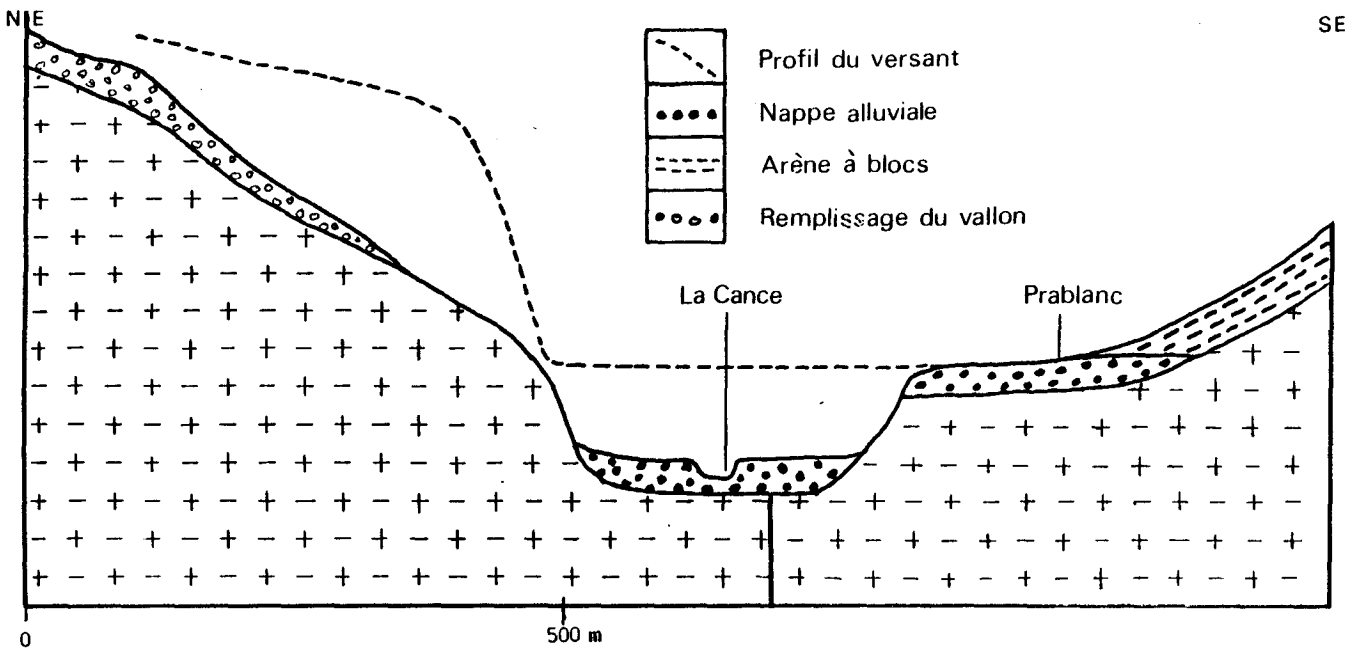


Fig. 6.5. LES VALLONS SUSPENDUS DU COULOIR DE LA CANCE

Qu'il s'agisse de vallons hérités d'anciennes vallées fluviatiles aménagées par la gélifluxion, à faible pente, et passant rapidement à la vallée drainée à fond plat, ou qu'il s'agisse de simples vallons-couloirs de vidange de panneaux altérés, la dynamique reste fort semblable; seule la répartition change, les premiers étant plutôt caractéristiques des vieilles surfaces, les seconds des replats défoncés plus récents.

2. LES RAPPORTS DES VALLONS ET DES VALLEES DRAINEES

Dans la mesure où, ainsi qu'il a été montré plus haut, la dynamique gélifluidale du vallon correspond à une vidange, le moteur du système se situe à la confluence à l'aval du vallon. Deux cas se présentent:

- le vallon débouche par un cône alluvial dans la vallée principale;
- le vallon est suspendu au-dessus de la vallée principale;

2.1. LES CONES

La présence de cônes au débouché des vallons est une situation extrêmement banale, les exemples en sont nombreux.

L'exemple de Lézigneux montre un cône à faible pente longitudinale par rapport à celle du vallon: 4° seulement. Le cône barre entièrement l'axe de la vallée, obligeant la Vidressonne à lécher la roche en place pour le contourner.

La structure du matériel reste la même que celle du remplissage du vallon: mélange d'arène limoneuse à blocs sains sans aucune marque de tri ou de lavage par les eaux.

De tels cônes jalonnent les vallées du versant oriental forézien; on les trouve moins fréquemment en Pilat où les pentes très fortes des vallées drainées ont permis leur démantèlement, ou l'exportation des matériaux au fur et à mesure de leur arrivée dans la vallée principale. Ils existent cependant, perchés, sur la rive droite des grands organismes comme la Deôme, la Cance, l'Argental ou la Bétonnière. Ils existent sur la rive gauche du Riotord et de la Dunières.

Dans tous les cas, ils sont nettement étagés au-dessus des remplissages würmiens et entaillés par les vallons actuels.

L'extension vers l'amont de ces cônes freine la vidange du vallon; aussi, l'évacuation des débris est-elle toujours très incomplète dans ces organismes.

La localisation des cônes n'est pas quelconque: en Forez, ils sont surtout nombreux aux altitudes basses et moyennes, 600 à 800 mètres: la carte de Montbrison 5/6 en présente un grand nombre. Le maintien du cône traduit une relative faiblesse des écoulements dans la vallée principale.

2.2. LES CAS DE PERCHEMENT.

Le perchement est le cas le plus général qui représente de 80 à 85% des situations selon les secteurs. Les nombreux exemples sont fort semblables à celui de Clavas.

Le profil raide du talweg du vallon se termine par une rupture de pente au-dessus de la vallée principale. Celle-ci est taillée dans la roche en place, en l'occurrence les anatexites claires de base de la couverture du Pyfara-Felletin . L'importance de ce ressaut rocheux est de l'ordre de la quinzaine de mètres. L'ensemble est exposé au Sud-Est.

D'autres vallons présentent le même schéma mais avec les nuances suivantes. Le plus souvent, le ressaut est nu mais un recouvrement mince et discontinu existe parfois, surtout si le vallon d'amont est du type berceau; il est toujours nu dans le cas d'un vallon-entonnoir et presque toujours dans le cas d'un vallon-couloir.

La hauteur du ressaut est variable: elle est toujours faible en Forez: cinq mètres paraît une moyenne. Dans les massifs vivarois, elle atteint 10 et souvent 20 mètres; surtout, elle croît de manière régulière du Nord vers le Sud: dépassant de peu 10 mètres sur les versants du Jarez, elle atteint 15 mètres sur la Deôme, 20 mètres sur la Cance. Elle croît dans de semblables proportions sur le versant occidental du massif du Bessat à Saint Bonnet le Froid.

Les débris qui débouchent dans la vallée principale sont toujours évacués à mesure de leur arrivée; il n'y a jamais de cônes au pied du ressaut rocheux.

Le perchement des vallons traduit une divergence dans la rapidité d'évolution du vallon et de la vallée principale, l'incapacité du vallon à rattraper le creusement de la vallée. Cette incapacité résulte de deux causes, la première est d'ordre climatique, la seconde dynamique.

- **Le vallon ne se creuse que sporadiquement lors des crises froides :** en raison du faible bassin-versant, il n'y a pas d'écoulement pendant les interglaciaires. C'est à ces dernières périodes que le perchement se développe. Dans la vallée de la Cance, il est remarquable de constater que, comme le montre le croquis, les vallons perchés se raccordent à la nappe alluviale de rive droite: depuis ce niveau, le vallon n'a pasfonctionné.(Fig.6.5)

Il y a donc une divergence fondamentale entre l'évolution du vallon et

de la vallée: le premier se creuse pendant les glaciaires, la seconde pendant les interglaciaires.

- **La préparation du matériel n'est pas la même dans la vallée et le vallon.** La forte pente due au creusement vigoureux déclenche une migration rapide des débris: la couverture d'arène y est mince et le drainage s'y fait bien. L'effet de compresse est réduit d'autant et l'altération interglaciaire modérée. Dans les vallées principales où, en raison de la faible pente perdure une nappe phréatique, l'effet de compresse est maximal contribuant à une arénisation plus profonde du fond rocheux.

Il apparaît donc en conclusion que le rapport entre le vallon et la vallée drainée traduit l'importance du creusement linéaire pendant les interglaciaires et l'abondance plus ou moins grande des débris en transit donc le degré d'altération du socle.

3. LES VALLEES DRAINEES.

L'action périglaciaire affecte également les vallées drainées: au fond, c'est l'apparition d'un régime périglaciaire à fortes crues de dégel et de fonte de neiges modelant le lit; sur les versants, c'est le problème des évolutions dissymétriques.

3.1. LE MODELE DU FOND DES VALLEES.

Dans tous les cas, le modelé du fond est un remblaiement. Le passage de la forme en berceau (le Muldtal des auteurs allemands) au fond plat traduit la substitution de l'écoulement concentré à la gélifluxion élémentaire comme l'a montré J. TRICART (1967). Les modalités de ce changement dynamique sont très variables: l'examen des cartes géomorphologiques montre qu'il s'agit souvent d'une confluence ou, à la limite, d'un rapide ou d'une gorge à l'issue de laquelle les eaux se concentrent et l'écoulement subaérien apparaît.

Cette substitution se fait lorsque le bassin-versant atteint une taille critique. La mesure de cette taille-critique se heurte à beaucoup de difficultés.

Les mesures effectuées sur divers bassins-versants des secteurs tests montrent que la vallée acquiert un fond plat dès lors que le bassin-versant atteint les valeurs suivantes:

-L'Argental: 0,42 km2
- Le ruisseau des Préaux: 0,30 km2;
- Le Ternay: 0,48 km2;
- La Batterie: 0,48 km2;
- La Dunerette: 0,348 km2;
- Le Gier: 0,22 km2;
- La Trezaillette: 0,328 km2;
- Le ruisseau de Verdier: 0,324 km2;
- La Vidressonne: 0,368 km2.

Ces valeurs sont assez bien groupées autour d'une moyenne de O,363 km2. Aucune influence de l'orientation ou de l'altitude n'apparaît nettement et les valeurs foréziennes sont voisines des autres. Tout au plus peut-on remarquer que les valeurs des rivières du granite d'anatexie du Forez comme dans le Pilat sont extraordinairement groupées autour de O,328 km2. En revanche, il faut un bassin-versant un peu plus vaste au rivières de la couverture métamorphique pour acquérir la forme à fond plat. Ce second groupe est assez bien centré autour de 0,46 km2.

Plus que l'effet direct de la nature pétrographique du bassin-versant dont on ne voit pas bien comment il pourrait engendrer ces nuances, il faut en rechercher l'explication dans le système des pentes plus raide dans la couverture.

Toutes les coupes qui sont malheureusement rares, montrent le schéma suivant: le fond plat est constitué d'un remblaiement épais de 2 à 4 mètres montrant successivement:

- un niveau à galets émoussés, sains, à matrice sableuse partiellement lavée;

- un niveau plus riche en fines, plus argileux, provenant du remaniement des altérites du versant qui tapissent le fond du talweg.

L'apport de versant **précède** toujours l'apport longitudinal. Même là où le fond plat traduit l'érosion d'un cours divagant, une certaine gélifluxion se poursuit au fond du lit.

Il est exceptionnel, et ce n'est qu'après plusieurs kilomètres de cours, que le remplissage prend un faciès alluvial sur la totalité de l'épaisseur avec des galets arrondis et des sables lavés. La raison en est simple: la rivière connait un excès de charge en période froide: elle n'affouille donc pas son lit. Le talweg est empli de la couverture collluviale de l'interglaciaire précédent qui est immédiatement mobilisée dès le début de la crise climatique: les apports de crue s'ajoutent aux apports latéraux en exhaussant le lit.

Cette masse, riche en fines, parce qu'ayant connu l'altération interglaciaire, saturée en eau, peut être affectée de mouvements de gélifluxion concurremment avec la présence d'un torrent divagant en surface surtout lors des dégels de printemps.

En Forez comme en Pilat, malgré l'inégale vigueur de la dissection, les accumulations alluviales sont rares. Le plus souvent, on n'observe qu'une mince pellicule inférieure à 0,5 mètres de galets probablement remaniés lors de chaque crue de printemps. La carte des formations de galets à faciès alluvial montre qu'en Forez, ces dépôts sont étroitement liés à la présence de névés ou de glaciers locaux en amont. Le Lignon, le Vizézy, la Trézaillette illustrent cet exemple. Sur le versant occidental, ces faciès n'apparaissent pas en raison de pentes trop fortes. En revanche, les remplissages longitudinaux prennent fréquemment l'allure de langues de blocs.

La langue du ruisseau de Pailhat peut constituer un bon exemple: le ruisseau prend naissance au-dessus du col de Chanserre à 1450 mètres d'altitude dans la montagne de Monthiallier. D'abord torrent à vallée en gorge, il se transforme en approchant du hameau de Pailhat: la vallée s'élargit quelque peu sans dépasser la trentaine de mètres; dans ce couloir encore étroit, en forte pente de 3 à 6°, s'étale une formation de blocs emballés en vrac dans une matrice arénacée. Ces blocs déplacés, atteignent fréquemment le mètre: beaucoup sont saillants en raison d'un lavage ultérieur de surface mais qui n'affecte jamais l'épaisseur du remplissage. Le profil transversal de la vallée devient plat ou même plus souvent franchement convexe en raison de l'installation d'un cours d'eau au contact du remplissage et du versant de la vallée. Cette langue se suit sur plus d'un kilomètre et demi de long et se raccorde à l'aval au cône de piémont de Job (5).

Plus que de véritables formations fluuviatiles, il s'agit de langues torrentielles alimentées par des crues brutales de fonte des névés voire de glaciers. Reprenant l'expression de Y. VEYRET (1981), on peut voir là des formations fluvionivales ou fluvioglaciaires.

Malgré les convergences de forme, malgré les convergences de faciès, (vrac, présence de blocs) ces formations ne sont nullement assimilables aux vallées à fond plat qui existent ailleurs dans le massif, pas plus d'ailleurs qu'ils ne sont assimilables aux rivières de pierres, blockstreams ou Blockströme décrits dans d'autres régions qui présentent un lavage plus poussé.(6)

3.2. LE PROBLEME DU MODELE DES VERSANTS.

Cette question soulève celle de l'asymétrie des versants fréquemment développée tant en Forez qu'en Pilat.

Deux grands types de dissymétrie apparaissent. La dissymétrie à versant raide au Sud est amplement représentée dans les deux massifs. Le croquis de

---

(5) Sur la signification des cônes de piémont cf Chap. 16.
(6) En Allemagne, Europe Centrale, Australie et Nouvelle Zélande notamment. WIHLELMY (1974); J.R. JOYCE (1950); J. HOVERMANN (1953).

la vallée de la Vidressonne en Forez en fournit un bon exemple dont on pourrait trouver l'équivalent dans le massif du Pilat. (Fig. 6.4a)

La dissymétrie se développe remarquablement dans son cours Nord-Ouest Sud-Est sur la commune de Lézigneux. La vallée est, ici, taillée dans les anatexites sombres qui flanquent à l'Est le massif granitique. il s'agit d'une asymétrie qui n'affecte que le remplissage et non l'évidement dans la roche en place, sauf là où des perturbations d'origine structurale sont sensibles. Le versant à l'ombre présente un profil en pente plus douce, souvent rectiligne ou légèrement convexe; il est tapissé de dépôts de pente relativement épais surtout au bas du versant. Le versant à l'adret est plus irrégulier, plus raide en général: la roche affleure souvent en chicots ou en tors, voire en étranglements lors du passage des nombreux filons de leucogranites, étranglements sans équivalent sur l'autre versant.

L'explication de cette disposition doit être recherchée dans l'intensité de la gélifluxion affectant le versant avec problablement un permagel de période froide; en revanche, le versant sud connait une gélivation accélérée par l'ensoleillement permettant le dégel en surface et favorisant le débitage de la roche.

La dissymétrie à versant raide face à l'Ouest est également fréquente mais aux altitudes plus élevées.

L'exemple du vallon à l'Ouest de Clavas qui prend naissance au Pyfara est caractéristique: le versant à l'Ouest est convexe, à pente moyenne comme le montre le croquis; le versant à l'Est en revanche marque une hypertrophie de la concavité basale due à l'effet de nivation: des congères s'y installent encore chaque hiver.(Fig.6.4b)

L'extension de ces deux types de dissymétries n'est pas quelconque: la seconde ne se trouve qu'au-dessus de 1000 mètres d'altitude dans des secteurs particulièrement exposés et où, même en position d'adret, la gélifluxion est intense. En revanche, la première, rare entre 800 et 1000 mètres, se développe largement en-dessous de cette valeur altitudinale.

Cette remarque concorde assez bien avec les observations faites dans d'autres massifs et notamment en Forêt Noire par F.FEZER (1953) qui donne également 800 mètres comme limite supérieure des versants à dissymétrie méridionale. En revanche, la dissymétrie nivale apparaitrait en Forêt Noire dès 600 mètres, ce qui est loin d'être le cas en Forez. Il est clair que les conditions d'alimentation nivale des deux massifs sont différentes.

4.L'ENSEIGNEMENT DE L'ETUDE DES VALLONS ET DES VALLEES.

L'apport de l'étude des vallons et des vallées à la connaissance des conditions du milieu périglaciaire paraît mince. Ce sont en effet des formes banales, ubiquistes, à faible étagement. Elles permettent cependant de mettre en évidence les points suivants:

** La part des deux processus, ruissellement et gélifluxion dans l'évolution du modelé: l'abondance des vallons de gélifluxion notamment à bourrelets traduit davantage la rigueur du gel; la multiplication des vallées drainées à fond plat, une plus grande humidité.*

** Par le biais des dissymétries de versant, il est possible de localiser les secteurs où la nivation devient un phénomène important de manière plus continue que par la seule étude des cirques de névés et des niches dans la mesure où ceux-ci sont toujours étroitement localisés dans quelques secteurs favorables et ne présentent pas le caractère d'ubiquité souhaitable pour une cartographie: le vallon est toujours, dès qu'il est correctement orienté, un excellent piège à neige.*

** Par l'examen des remplissages de vallons, ils permettent d'avoir une idée de l'épaisseur du mollisol dans la mesure où l'épaisseur de matériel en transit correspond à la tranche de sol dégelée chaque été dans les fonds humides.*

** Sur le plan chronologique enfin, ils témoignent des périodes de gélifluxion active et des périodes d'interruption de celle-ci offrant toutes les possibilités de corrélation avec les étapes d'encaissement du réseau hydrographique partout où celles-ci sont connues, par suite de la divergence d'évolution entre vallons et vallées drainées.*

Chapitre 7
Les modelés des versants : variations autour de la gélifluxion

Les modelés de détail des versants constituent des indices du plus haut intérêt dans la quête des conditions de l'environnement périglaciaire. Les formes sont multiples, souvent de taille réduite, et donc d'observation aisée. Malheureusement, en raison même de ces caractères, elles sont rapidement effacées par les morphogénèses ultérieures. Bien souvent, les plus récentes, les plus fraîches nous sont seules parvenues, ce qui limite la portée des interprétations qu'elles peuvent conduire à construire.

Parmi ces modelés, il convient de distinguer les modelés de déchaussement, essentiellement les tors et les corniches étroitement sous la dépendance des conditions structurales, des autres modelés, guirlandes de gélifluxion, coulées boueuses, terrasses de gélifluxion qui font toutes appel à une mobilisation locale du manteau arénacé lorsqu'un certain nombre de conditions sont réunies en un lieu.

Mais tous ces modelés font intervenir d'une manière ou d'une autre la **gélifluxion** pour leur développement. Dans le cas des tors, elle est l'agent principal de dénudation et de plus, la présence du tor modifie les conditions dynamique sur le versant sous-jacent.

Dans la perspective qui est celle de ce travail, l'étude des modelés doit conduire à s'interroger sur la dynamique qu'ils impliquent et aussi sur les enseignements que peut apporter leur répartition à travers l'aire d'étude. Ces deux éclairages complémentaires seront amenés de manière systématique pour chacun des types de formes rencontrés.

1. LES FORMES DE DECHAUSSEMENT: CORNICHES ET TORS.

Les formes de déchaussement ont en commun de faire apparaître des volumes rocheux sains au milieu des versants recouverts d'altérites plus ou moins remaniées. En Forez comme dans les massifs de la bordure orientale, il existe toute une série de formes de transition entre le tor , forme isolée et la corniche continue couronnant un sommet, selon que la roche est de structure massive ou plutôt stratoïde.

Si la définition des corniches ne pose pas de problème terminologique, il n'en est pas de même des tors. L'expression empruntée à l'Ecosse a été introduite dans la littérature morphologique française par A. GODARD (1965) et est devenue d'usage courant. Cette définition est maintenant bien établie comme un noyau rocheux enraciné, surmonté d'empilements géométriques de blocs aux arêtes émoussées et d'allure ruiniforme.(A.GODARD, 1977).

Il existe en fait toute une transition entre les simples chicots rocheux en saillie sur le versant et les énormes tors parfois désignés sous le nom de Kastle Koppje en Afrique du Sud et qui peuvent être assimilés à de petits inselbergs.

En Forez comme dans les massifs de la bordure orientale, le tor présente une physionomie relativement constante. Certains caractères le distinguent assez sensiblement des tors que l'on peut observer en Margeride ou au Lozère pour ne citer que ces exemples. S'élevant d'une faible hauteur au-dessus du replat qui le soutient -10 mètres est un maximum- encombré de peu de boules -nulle part on ne retrouve les empilements grandioses du roc des Fenêtres au Mont Lozère- il présente un coeur rocheux volumineux, toujours fortement diaclasé. L'émoussé au carrefour des diaclases est toujours peu marqué lui donnant une allure austère voire menaçante.

Forme de déchaussement, le tor est-il une forme périglaciaire? Est-il licite de l'interpréter comme telle? La question doit être posée dans la mesure où la dynamique conduisant au déchaussement n'est pas nécessairement périglaciaire. Preuve en est que des tors ont été décrits sous toutes les latitudes non seulement en Afrique du Sud mais aussi en Ouganda (OLLIER, 1950) et dans la plupart des pays de savane.

L'historique de l'interprétation des tors a déjà été faite et il n'est pas question d'y revenir. (A. GODARD,1977) Les conclusions retenues par les chercheurs sont les suivantes. Une succession d'épisodes d'altération intense

mais différenciée et de déchaussement par déblaiement des altérites sont habituellement retenus. Cette crise rhexistasique peut être sèche ou froide. Admettre que, sous nos latitudes les tors appartiennent à ce dernier type, revient à dire qu'ils remontent à un épisode froid quaternaire.

Par son modelé, le tor reflète donc les caractères des climats froids et il est tentant de chercher par une étude détaillée, la signification paléoclimatique de cette forme.

11. LA REPARTITION DES TORS.

1.1.1. Les faits d'observation.

La carte du massif des tors en Forez (Fig. 7.1a) fait apparaître une assez grande irrégularité de répartition: de larges secteurs sont dépourvus de pointements rocheux, notamment le quadrilatère limité par la ligne de crête à l'Ouest, le Lignon au Nord, l'Ancette au Sud, le Vizézy et le Courreau à l'Est. En revanche, les secteurs nord occidentaux en paraissent abondamment pourvus autour de Pierre-Sur-Haute, dans la montagne de Monthiallier, au Nord de l'alvéole de Chalmazel. Hors de la zone ici cartographiée, trois zones apparaissent particulièrement riches: les premiers replats au-dessus de la plaine du Forez dans les anatexites sombres qui flanquent à l'Est le granite à biotite, la partie amont du pédiment méridional autour de Verrières-en Forez, Gumières et le Col de la Croix-de l'Homme Mort et enfin l'extrême Nord du massif dans la région de Vollore-Montagne.

Le semis de tors n'est pas uniforme mais localisé dans des zones privilégiées.

La carte des tors dans les massifs de la bordure orientale présente une toute autre physionomie. (Fig.1b). La répartition est plus homogène autour des montagnes du Panère, du Chaussître, avec deux alignements adventices au Sud de Bourg Argental dans l'axe du Pyfara et de l'Oeillon à la Croix-de Chaubouret. Cette répartition plus égale n'exclut pas cependant quelques secteurs totalement dépourvus de tors ou presque comme le versant méridional du Pyfara autour du Col de la Charousse, le Massif des Vents et le plateau de Saint Bonnet-le froid à la Louvesc.

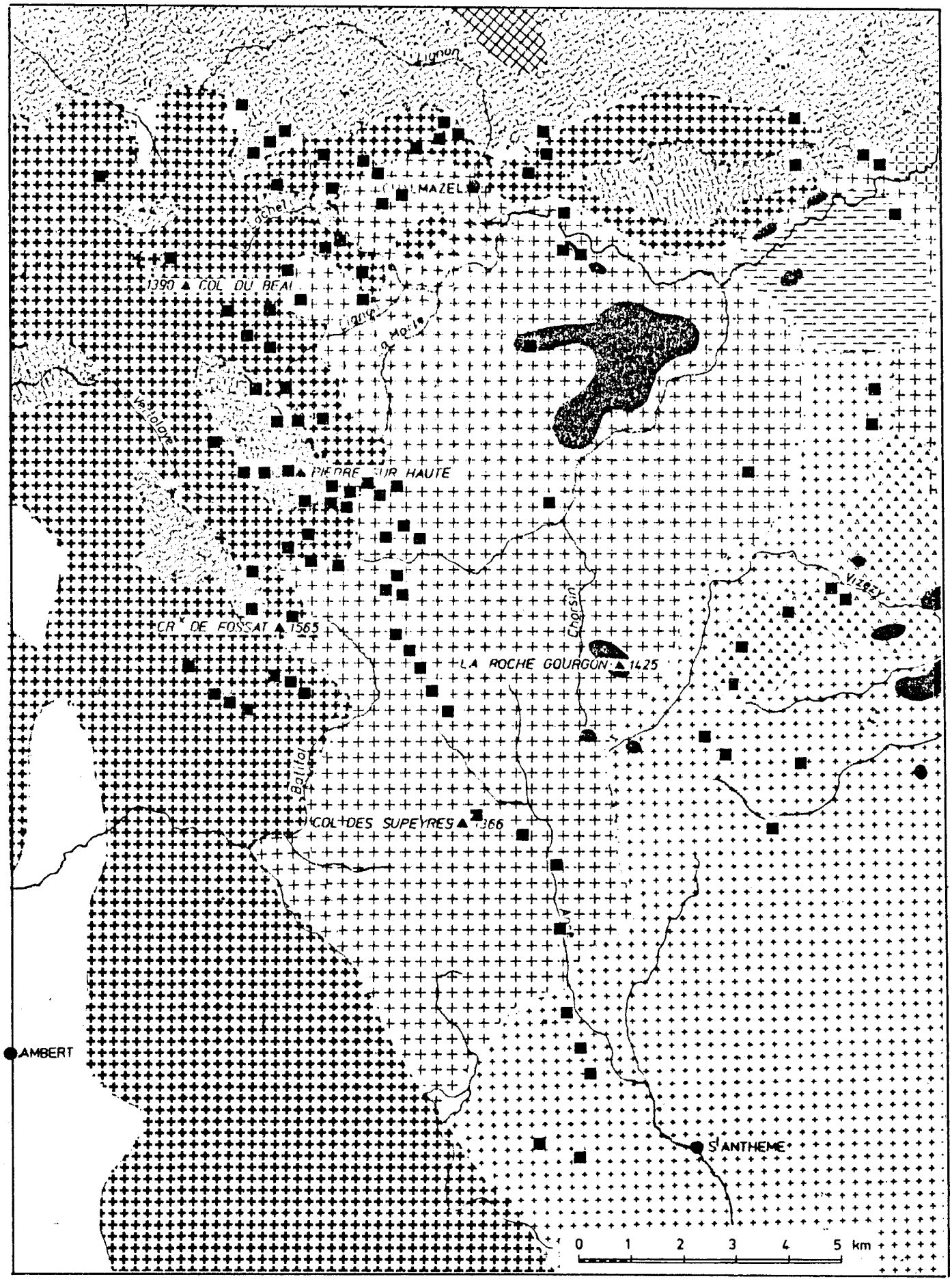


Fig. 7.1 LA CARTE DES TORS EN FOREZ

Légende du fond géologique : cf. figure 1.1.

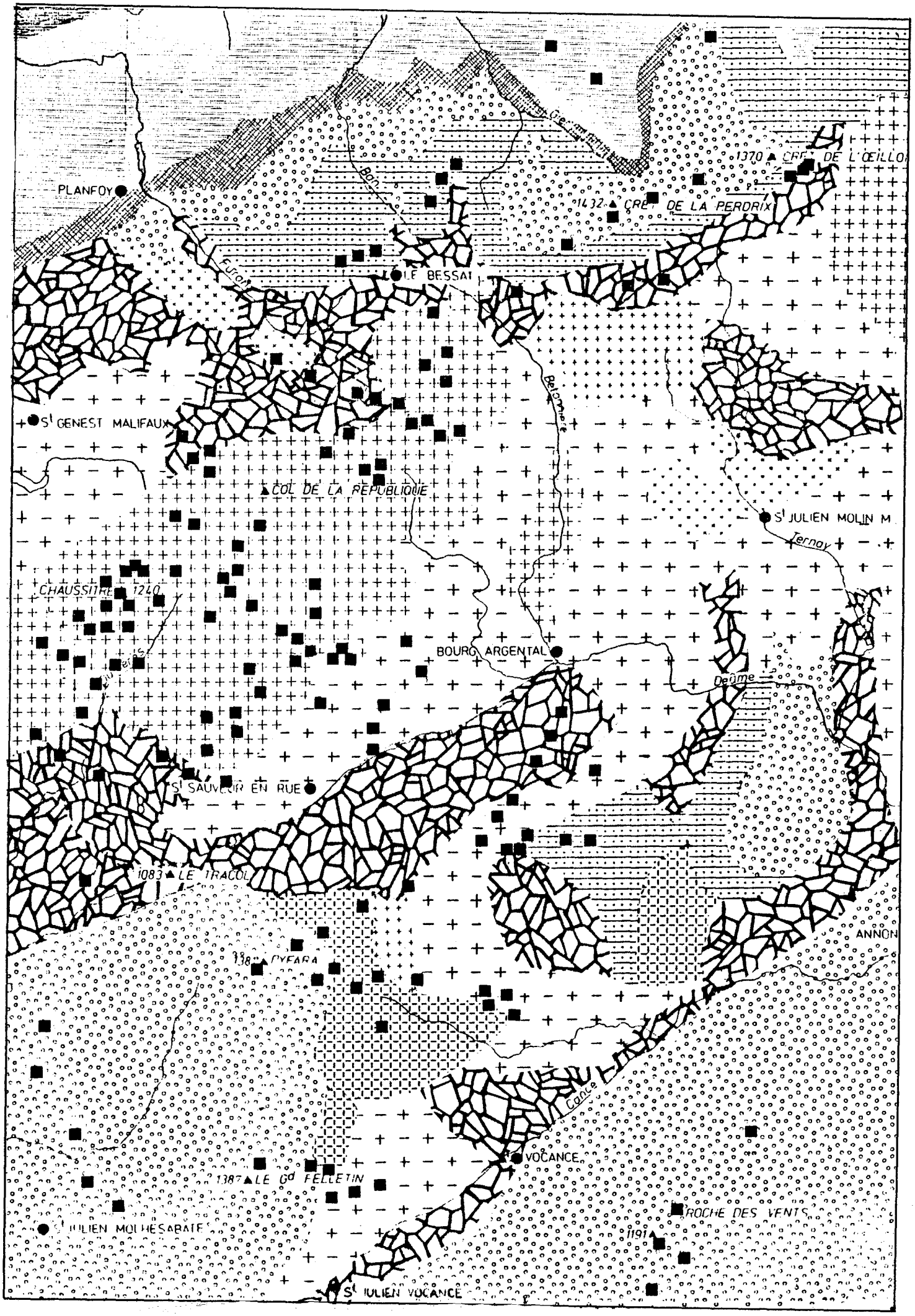


Fig. 7.1b LA CARTE DES TORS DANS LES MASSIFS ORIENTAUX

1.1.2. Tor et nature pétrographique du substrat.

La logique de la répartition des tors obéit à des causes dont la plus souvent citée est celle de la nature pétrographique. Ce n'est qu'après examen et éventuellement discussion de ce critère qu'il peut être envisagé de donner une signification paléoclimatique à la répartition des tors. La plus ou moins grande fréquence des tors dans tel ou tel granite est un fait banal maintes fois évoqué notamment par A. GODARD et ses élèves.(1) On sait notamment depuis les travaux menés en Margeride que les granites porphyroïdes donnent des formes remarquables alors que les granites à biotite calco-alcalins s'y prêtent moins. Des constatations analogues ont été faites ailleurs dans le Massif Central comme par exemple, dans le Mont Lozère.(B. VALADAS et Y. VEYRET 1974)

Le rapprochement de la carte des tors et de la carte pétrographique (Fig.7.1)montre que, dans le Forez, comme dans les massifs de la bordure orientale, tous les types de roche granitoïde donnent des tors. Des matériaux aussi différents que les gneiss leptyniques finement lités ou les granites hétérogènes sombres permettent le développement de formes semblables.

Certes, les tors sont plus fréquents dans les granites porphyroïdes, qu'il s'agisse du granite du sommet ou du granite de Chalmazel.

Les comptages effectués révèlent que dans ces deux dernières catégories se trouvent 60 des 80 tors recensés dans le quadrilatère retenu. Si la part des tors dans le granite de Chalmazel est équivalente à celle de sa surface (environ 25%), il n'en est pas de même pour la granodiorite porphyroïde qui rassemble 28% des tors sur 10% de la surface. En revanche, il est manifeste que le granite à biotite a une densité de tors moins grande puisque, sur 40% de la surface considérée, on ne dénombre que 14% des tors.

Ces remarques pourraient laisser croire à un rôle déterminant de la pétrographie. Il faut pourtant noter que les hétérogénéîtés dans un même ensemble pétrographique sont parfois aussi importantes que d'un secteur à l'autre.

Cette dernière impression est confirmée au Pilat où le critère pétrographique n'est pas aussi déterminant. Il n'y a pas, dans ce massif, de granite porphyroïde et c'est le granite d'anatexie qui l'emporte de loin avec 66% des tors recensés. Les miettes se partagent entre les anatexites sombres et diverses roches de la couverture claire dont les gneiss leptyniques oeillés.

Au sein même du granite à biotite du Forez, il existe des secteurs à densité de tors aussi importante que celle du granite de Chalmazel: c'est notamment

---

(1) Notamment à l'occasion des levers des cartes géomorphologiques de Saugues et Saint Chély d'Apcher par A.GODARD, Y.VEYRET, B.VALADAS et B. COQUE (1977 et 1979).

le cas de la ligne de faîte à l'Ouest des plateaux de Pégrol ou des couloirs d'alvéole en contrebas des sommets.

Dans ces conditions, se limiter à une seule explication d'ordre pétrographique pour comprendre la répartition des tors serait méconnaitre la complexité du problème.

1.1.3. Tor et héritage paléoclimatique.

Cet héritage fait intervenir deux facteurs qu'il convient de dissocier clairement, le premier ne s'appliquant qu'au seul Forez: il s'agit de l'effet d'englacement et de l'altitude.

* **L'immunité sous la glace** n'est pas une idée neuve: elle a été exprimée souvent et reprise dans le Massif Central par Y. VEYRET (1981). Un ice cap peu dynamique tel que la proposition en a été faite, (B. ETLICHER, 1980) aurait pu jouer un rôle d'écran protecteur empêchant gélifluxion et gélifraction d'être efficaces.

Cette vue est loin d'être admise par tous et notamment R. DAHL (1966); pour ce dernier, les tors développés sous l'action du glacier disparaissent hors de la zone englacée dans les montagnes de Narvik. La dynamique différente du glacier norvégien permet de lever cette apparente contradiction des points de vue. Le glacier forézien ne semble pas avoir eu d'autres effets sur les tors que le bousculage de quelques blocs.

La carte de localisation (Fig7.1) fait donc apparaître une disparition de ces formes dans la zone englacée telle qu'elle a été définie. (B. ETLICHER, 1980). Il semble bien que ce critère puisse être retenu comme l'un des éléments d'explication de la répartition des tors.

* **Le rôle de l'altitude est prépondérant.**

Un diagramme du nombre de tors par tranche d'altitude a été établi. Il apparaît faussé dans le cas du massif forézien par les remarques du paragraphe précédent (Fig.7.2): la classe de 1300 à 1400 mètres entièrement noyée sous la glace des Hautes Chaumes n'est représentée que par une seule unité au signal de Morière à l'écart des sommets.

Les classes aux effectifs les plus nombreux se situent vers 1400 mètres en Forez, vers 1000 mètres dans les massifs orientaux.

L'allure générale du diagramme ne permet pas de mettre en évidence

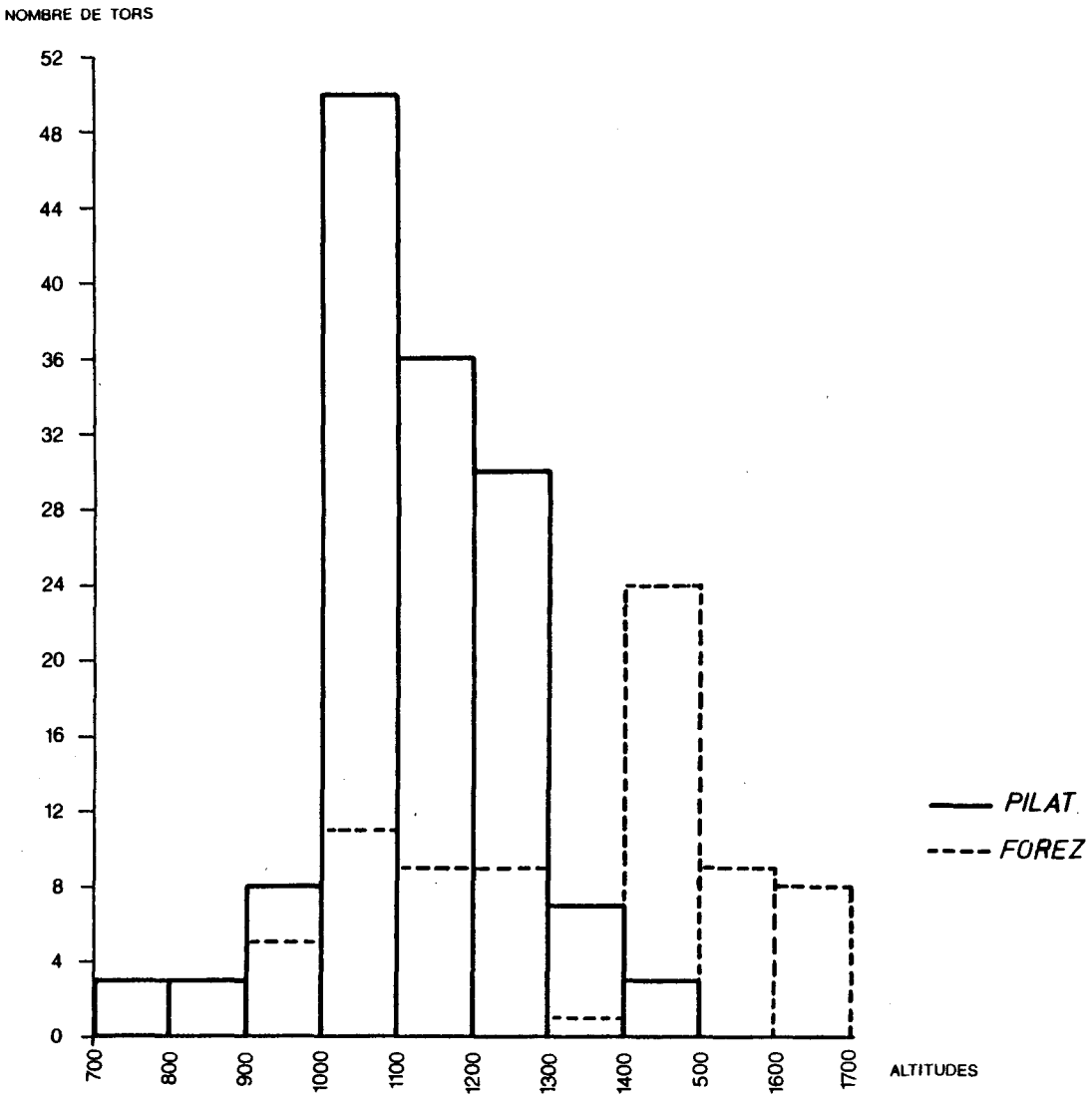


Fig. 7.2. NOMBRE DE TORS PAR TRANCHE D'ALTITUDE

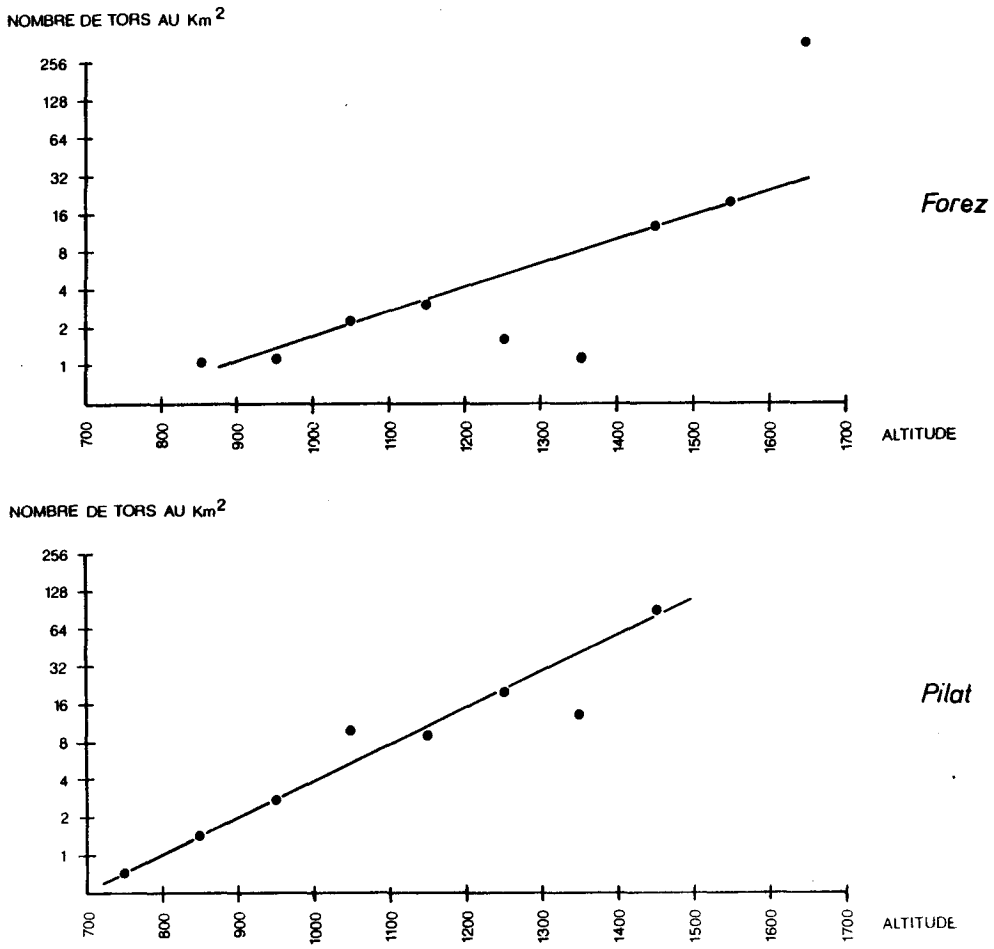


Fig. 7.3. FREQUENCE DES TORS AU KM2 PAR TRANCHE D'ALTITUDE

un rôle quelconque de l'altitude. Cependant les surfaces correspondant aux diverses altitudes sont trop inégales pour accorder une valeur interprétative à cette présentation des faits.

L'étude du nombre de tors par km2 permet de remédier partiellement à ces inconvénients à cette réserve près que les surfaces des tranches d'altitude les plus élevées sont trop réduites pour que la statistique soit véritablement probante.

Ainsi conçu, le diagramme (Fig.7.3) montre que le nombre de tors croît proportionnellement avec l'altitude: certes la faible représentation de la tranche 1300-1400 mètres en Forez est toujours apparente: elle s'étend même à celle qui est immédiatement inférieure ce qui passait totalement inaperçu avec la présentation précédente mais s'explique de la même manière. Le massif du Pilat présente le même alignement de points avec une pente plus forte de la courbe que dans le Forez. La tranche de 1000 à 1100 mètres n'apparaît plus privilégiée.

L'altitude semble un facteur d'autant plus déterminant que les deux nuages de points prennent une orientation similaire dans des matériaux différents: en Forez, ce sont les granites porphyroïdes qui sont en position dominante comme en Margeride ou au Mont Lozère; au Pilat, ce sont les granites à biotite oiu les couvertures métamorphiques. La différenciation pétrographique semble donc s'effacer partiellement. Cet effet de l'altitude résulte peut-être de conditions morphogéniques plus propices au déchaussement, rythme de gel-dégel plus favorable, mais aussi probablement facteurs stationnels plus propices en sommet.

1.1.4. Nouvelle approche de la répartition des tors.

L'examen attentif de la carte des tors dans les deux massifs permet de faire quelques rapprochements nouveaux et notamment, d'examiner leur répartition successivement par rapport aux limites des unités structurales et des unités paléomorphologiques.

***Les tors doivent beaucoup à la structure du massif cristallin.** Les études nombreuses menées sur d'autres terrains ont montré le rôle éminent -quoique difficilement mesurable- de l'espacement des diaclases (A. GODARD, 1965; J.J. LAGASQUIE, 1979). Ce facteur ne semble pas lié directement à la composition pétrographique mais plutôt à l'histoire structurale du massif granitique. Les rapports entre fracturation et mise en place du granite sont assez bien connus notamment dans le cas de massifs circonscrits depuis les travaux des géologues (E. RAGUIN,1970). Une démonstration particulièrement convaincante en a été

faite dans le massif de Millas-Quérigut (P. MARRES, 1973). Il n'en est pas de même dans les régions de granite d'anatexie qui intéressent l'ensemble des secteurs de la bordure orientale et toute la partie méridionale du Forez. Si, dans les plutons, la diaclasation traduit essentiellement les conditions de refroidissement du magma, par son espacement et sa direction, les faits sont moins clairs dans le cas du granite d'anatexie et de leur enveloppe métamorphique.

L'examen de la carte des tors en Forez montre qu'ils se localisent tous sur les marges des différentes unités structurales et avec une densité toute particulière au contact des deux domaines structuraux que sont d'une part, le granite d'anatexie et son cortège de migmatites au Sud, les différents plutons "péri-forez" (B. BARBARIN, 1983) au Nord.

Le contact entre les granites porphyroïdes et le granite de Chalmazel est partout jalonné de tors. Même lorsque l'on se trouve assez éloigné du contact sur le terrain, notamment à Pégrol, dans le granite à biotite, les coupes géologiques montrent que l'on se trouve au toit de l'anatexie donc structuralement assez proche de ce contact.

Des constatations semblables peuvent être faites dans le massif du Pilat: un premier groupe de tors jalonne au Sud la base des granites hétérogènes sombres dans le secteur autour de Burdignes là où ils sont révélés sous la couverture de la série du Pyfara. Il en est de même dans le secteur de Graix et du Bessat.

Le versant oriental du Massif du Grand Bois et du Panère correspond à l'émergence du granite à biotite sous la couverture du granite hétérogène sombre; les tors disparaissent rapidement vers l'Ouest dès lors que la topographie entaille suffisamment le granite à biotite.

Malgré leur forte résistance, les couvertures métamorphiques ne fournissent qu'un nombre limité de tors car le réseau de diaclases y est trop sérré. Ces remarques, vraies pour la synforme de Toissieu et pour le Pyfara, le sont moins pour la série du Pilat s.s. peut-être en raison d'une épaisseur moindre de la série: entre le Crêt de l'Oeillon et celui de la Perdrix, la corniche se disloque en une série de tors, surtout au contact des anatexites claires de base.

D'une manière générale, à la lumière des faits observés, il semble que les conditions idéales de diaclasation, de l'ordre du mètre, se trouvent là où le refroidissement s'est effectué sous des contraintes tectoniques marquées et dans un gra dient de température élevé.

*** La paléomorphogénèse commande partiellement la répartition des tors.**

L'individualisation des différents niveaux d'aplanissement dans le Forez comme dans les massifs de la bordure orientale conduit à se demander si une répartition apparaît de manière préférentielle au profit de tel ou tel niveau.

Sur un plan théorique, cette hypothèse est plausible dans la mesure où les différents niveaux se caractérisent par un degré de décapage des altérites plus ou moins important.

L'examen des cartes révèle en effet que les densités les plus fortes de tors s' observent sur les reliefs résiduels au-dessus de la surface sommitale et sur les alvéoles et couloirs intermédiaires, comme dans les aplanissements du versant oriental. Dans le massif du Pilat, la distribution montre également une relative concentration sur les couvertures métamorphiques qui ont été définies comme des reliefs résiduels au-dessus de la surface des sommets. Sur le versant oriental où l'identification des niveaux est plus délicate, la répartition est davantage uniforme. Sur la surface sommitale, les tors sont plus épars, notamment sur le versant occidental si l'on excepte les versants de la Dunières.

Il est difficile de chiffrer pour l'un ou l'autre massif une densité de tors par niveaux d'érosion; la délimitation ne peut être qu'approximative. Il n'est pas certain d'ailleurs qu'une telle recherche conduise à un modèle explicatif. La notion même d'érosion différentielle et d'aplanissements étagés implique des différences de comportement lithologique qui peuvent, à eux seuls, être un facteur d'explication. Il n'est guère possible de diffférencier ce qui peut être imputable au seul héritage de la paléomorphogénèse dans la mesure où des générations d'arènes distinctes n'ont pu être retrouvées.

En revanche, plus que la densité, le modelé des tors s'explique par ce facteur: une altération d'intensité inégale, suivie d'un dégagement inégal du front d'altération conduit à des nuances de modelés perceptibles.

1.2. LE MODELE DES TORS.

Le modelé des tors se traduit fréquemment par une dissymétrie plus ou moins exprimée; elle peut être recherchée à la fois dans des causes structurales et climatiques et les modalités d'intervention de l'un ou l'autre facteur.

1.2.1. La dissymétrie structurale.

Elle est fonction de la disposition du réseau de fractures et de diaclases. Des exemples nombreux ont été donnés dans d'autres régions, particulièrement par J.J. LAGASQUIE (1979).

Les rochers de la Chapelle peuvent être retenus comme exemple.

Ce tor se développe à 1504 mètres d'altitude au Nord-Ouest de Pierre-Sur-Haute; il s'étire sur les flancs du dome de granite porphyroïde. Peu élevé au-dessus de la coupole topographique régulière en ce lieu, il est orienté:

- par un réseau de diaclases dont les directions horizontales sont Est 65° et 135°, conformes à celles reconnues par B. CLAVAUD et G. RATSIMBA (1972) pour l'ensemble du massif (Fig.7.4)
- par un pendage des diaclases vers l'Ouest formant des angles de 10° et 80° avec l'horizontale.

Le recoupement de ces deux directions donne à ce tor une allure caractéristique, les blocs ayant une forme de losange tourné vers la ligne de faîte.

Cet agencement se retrouve tout au long du flanc livradois des sommets: les noyaux rocheux sont des chevrons sur les flancs de lamasse de granite porphyroïde. Cette dissymétrie disparaît sur les tors sommitaux, le système de diaclases étant parallèle à la topographie.

D'autres exemples montreraient le même rapport entre la forme du tor et la direction de la diaclasation. Sur le rebord septentrional de l'alvéole de Chalmazel, plus qu'à une suite de tors, c'est à une véritable corniche structurale que nous avons affaire entre le roc de l'Olme et le Rocher Faradia. La corniche est orientée vers le Nord-Est, parallèle à l'une des directions majeures de diaclasation ce qui explique sa massiveté. Le pendage des diaclases vers le Nord-Ouest est très faible ici, de l'ordre de quelque degrés seulement: l'évolution du versant en corniche en est facilitée.

1.2.2. La dissymétrie climatique.

Elle s'ajoute bien souvent à la dissymétrie structurale, notamment sur les sommets, mais elle peut parfois la contrarier ou être seule en jeu.

L'exemple du Procher sur la ligne de crête sera retenu pour expliquer cette influence.

En granite porphyroïde également, il culmine au Nord du col de la Chamboîte à 1543 mètres. Il présente une double diaclasation suivant les mêmes

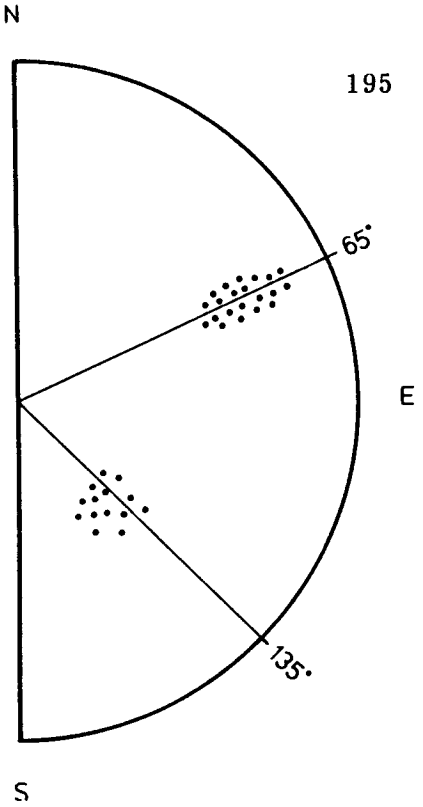


Fig. 7.4. PROJECTION POLAIRE DES PLANS DE DIACLASES DU ROCHER DE LA CHAPELLE

directions azimuthales que les rochers de la Chapelle mais les pendages sont différents: le réseau principal a un pendage vertical et le réseau secondaire est horizontal. Pourtant le tor est fortement dissymétrique.

Le versant occidental présente une pente rectiligne de 20° à 30° avec de nombreuses irrégularités de détail et une couverture de blocs nageant sur un substrat d'arènes remaniées. Le déchaussement est important mais l'amoncellement des blocs au pied du tor est tel qu'il y a ennoyage du coeur rocheux sous ses débris qui ne sont pas évacués assez rapidement. Le versant oriental présente une pente beaucoup plus faible de l'ordre de quelques degrés; le tor dépasse la surface topographique de quelques mètres seulement. Le pied du tor est totalement nettoyé des blocs qui s'accumulent plus loin en moraine de névé. Seules les pierrailles issues de la gélivation actuelle subsistent au pied du tor; elles témoignent à la fois de l'impuissance de cette gélivation et de l'arrêt des processus de nivation aussi puissantes que soient les congères en ce lieu chaque hiver.

Pour résumer cette divergence d'évolution, face au vent, une gélivation active a fourni beaucoup de blocs, a permis une dénudation importante de la couverture d'arènes, a produit un déchaussement important du tor; de l'autre côté, pas de déchaussement, le tor émerge à peine de sa couverture d'altérites, mais sous l'effet de la nivation, les blocs sont emportés plus loin.

Le rôle de la nivation est donc de bloquer l'évolution du tor et de son déchaussement.

En conclusion, il faut ramener cete dissymétrie climatique à sa juste valeur. Elle n'affecte que les lignes de crête où le vent est si violent que les phénomènes de suralimentation et de chasse-neige jouent à plein. Hors de la ligne de faîte du massif forézien, le phénomène est rare même sur les plus hauts sommets du Pilat. C'est un indice, parmi d'autres, de la différenciation

climatologique entre les deux massifs. Et encore doit-on souligner que, dans le Forez, la conjonction des facteurs climatiques et structuraux est essentielle pour expliquer le développement de la dissymétrie.

1.3. LE TOR ET L'EVOLUTION DU VERSANT.

Par sa seule présence, le tor conditionne l'évolution du versant: deux facteurs doivent être retenus pour éclairer cet aspect de la dynamique des versants: le recul des versants et la fourniture des blocs.

1.3.1. Le tor et le recul du versant.

La présence d'un coeur rocheux bloque tout recul et tout abaissement du versant ou, tout au moins, les ralentit considérablement. Il empêche en particulier le développement de la convexité sommitale si fréquente sur les sommets sans tors. L'examen des cartes geomorphologiques (Planches hors texte) est particulièrement démonstratif à cet égard: lorsqu'un tor ou une série de tors jalonnent un sommet trois cas se présentent:

- le versant est régularisé et rectiligne jusqu'à sa base quelque soit le type de matériel: les exemples de cette disposition sont nombreux sur la montagne de Monthiallier ou le long de la route militaire des crêtes en Forez. Ils sont aussi fréquents dans le massif du Pyfara, aux Trois Chiens notamment, dans le Panère ou le Grand Bois.

- Le tor soutient un replat plus ou moins structural qui évolue en replat barré selon l'expression de A. RONDEAU (1961). Dans ce cas, il n'y a pas de convexité sommitale mais une brusque rupture de pente, le tor dominant immédiatement le versant. Cet agencement est particulièrement fréquent dans le "pays coupé" du Forez et également sur le versant oriental du Pilat au-dessus de la vallée du Rhône, dans les bassins-versants de la Deôme, de la Bétonnière, de l'Argental, de la Cance et de l'Aÿ.

Ce type est particulièrement fréquent sur les couloirs et alvéoles des deux massifs.

- Il existe une convexité sommitale, mais le tor n'est pas situé sur cette convexité, ilest fixé sensiblement plus haut sur le versant. Il en est séparé par un versant en pente assez douce où le ruissellement nival et la gélifluxion lavent les blocs et les font migrer lentement vers la ligne de convexité cryonivale (2)

en-dessous de laquelle d'autres processus prennent le relais.

Cette disposition est plutôt celle des surfaces sommitales et de leurs rebords immédiats.

1.3.2. La fourniture des blocs.

La présence d'un tor apporte au versant une quantité plus ou moins grande de blocs selon l'importance de la macro-gélivation. Ces blocs sont des dalles ou des boules. Ils favorisent la migration des altérites par gélifluxion vers le bas de la pente en ajoutant leur poids souvent non négligeable à celui de l'arène saturée d'eau. Ces gros éléments contribuent également à concentrer les eaux qui circulent sur le versant en rigoles qui naissent à l'aval des blocs.

L'évolution d'un versant riche en blocs est plus rapide que celui qui ne connait pas cette alimentation. Elle est aussi plus irrégulière, les amoncellements de blocs pouvant se bloquer par intrication les uns dans les autres.

Cet apport de blocs peut être un facteur favorisant le déchaussement du tor en accélérant la migration de l'arène par augmentation de son poids et en freinant l'écoulement des eaux de percolation.

Si au contraire, l'apport est trop important, l'évolution peut se bloquer, créer un dallage ou un chaos comme le montre l'exemple des Grands Rochers ou des Rochers pointus en Forez, le long de la route militaire des crêtes. L'évacuation des blocs est insuffisamment rapide.

L'évolution du versant sous le tor est également différente car les blocs détachés tombent sur la couverture d'arène et non dans cette couverture. Contrairement à ce qui se passe par le mécanisme du fauchage, les blocs ne s'incorporent pas à l'arène lors de la migration vers le bas du versant. Ils restent en surface et nagent tels des pavés. L'observation peut en être faite de manière tout-à-fait didactique à Gimel ou sur la route des crêtes du Forez.

Sur les crêtes foréziennes, les coupes montrent toujours des dalles rigoureusement parallèles à la pente. Le débit en amande des blocs correspond à la diaclasation du tor; nulle part, sur ces blocs en transit, n'est visible de trace de gélifraction postérieure à leur chute sur le versant. Ces blocs sont immunisés, ils ne s'amensuisent pas vers l'aval contrairement à ceux qui sont incorporés dans la formation meuble, leur saturation en eau est en effet très difficile.

---

(2) Sur la définition de ce concept cf Chap. 5.

Il apparaît donc, et ce point sera examiné dans le cadre de l'étude des versants d'arènes remaniées, que la présence ou l'absence de tors au sommet du versant est un élément déterminant à prendre en compte dans la compréhension de la dynamique des arènes à blocs.

2. LES GUIRLANDES DE GELIFLUXION.

Les guirlandes de gélifluxion affectent les versants des plus hauts sommets. Sous cette dénomination ont été désignées des formes élémentaires de bourrelets à blocs, convexes vers l'aval, hauts de quelques décimètres à quelques mètres, qui forment des aspérités de détail sur le versant. En aval , un alignement de blocs open-work limite un replat où s'accumulent les matériaux fins. L'ensemble est arqué vers l'aval et correspond à l'avancée d'un lobe de solifluxion localisé qui se trouve bloqué ou figé en un point. La ligne de blocs extérieure est lavée de ses fines et souligne l'avance extrême du lobe.

L'appellation de guirlande de gélifluxion a été retenue pour des formes semblables par COOK et HAMELIN (1967) et leur présence dans le Massif Central n'est pas une découverte puisqu'un certain nombre de formes identiques ont été cartographiées par l'équipe de géographie de Paris VII dans le Mont Lozère.(3)

2.1. LA LOCALISATION DES GUIRLANDES DE GELIFLUXION

La répartiton des guirlandes de gélifluxion est très limitée dans le massif du Forez et dans les massifs vivarois à quelques secteurs bien précis. Les massifs moins élevés, Bois Noirs, plateaux à l'Ouest du Pilat n'en comptent pas. Comme beaucoup de formes de détail, il faut cependant noter que leur cartographie est aléatoire dans les bois denses où le tapis végétal masque la disposition des blocs.

Dans le massif du Forez, les guirlandes ne sont bien développées que dans les abords des sommets sur la ligne de crête du Béal à Pierre-Sur-Haute. Le granite porphyroïde comme le granite de Chalmazel nourrissent les guirlandes en blocs. A l'Ouest, les rochers de la Fromagère sur le plateau de Monthiallier et celui de la Richarde au Sud présentent de beaux spécimens. Au Sud-Est de

---

(3) Levés de la carte géomorphologique de Génolhac au 1/50 000° sous la direction de F.JOLY et Y. DEWOLF.

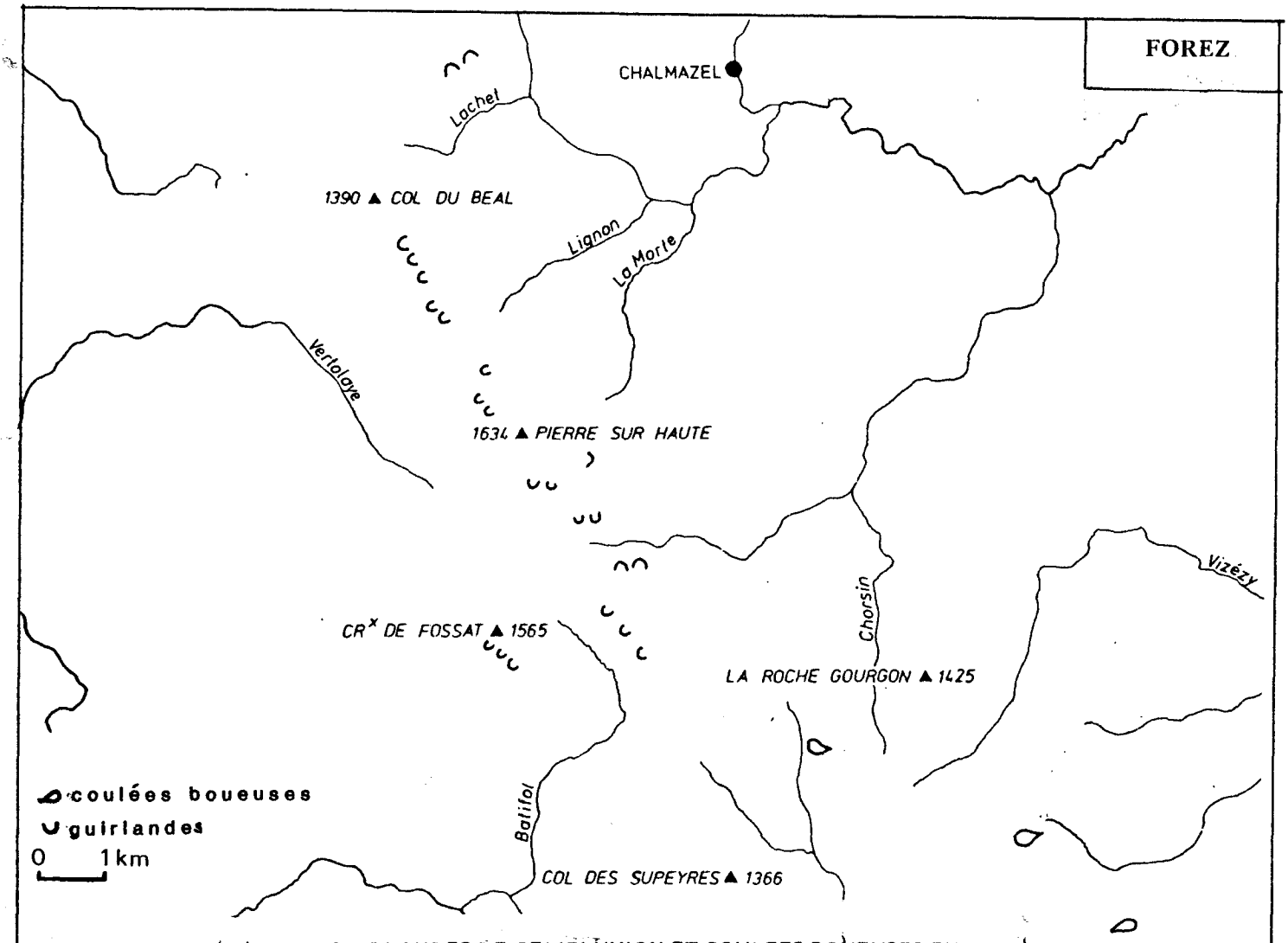


Fig. 7.5a. GUIRLANDES DE GELIFLUXION ET COULEES BOUEUSES EN FOREZ

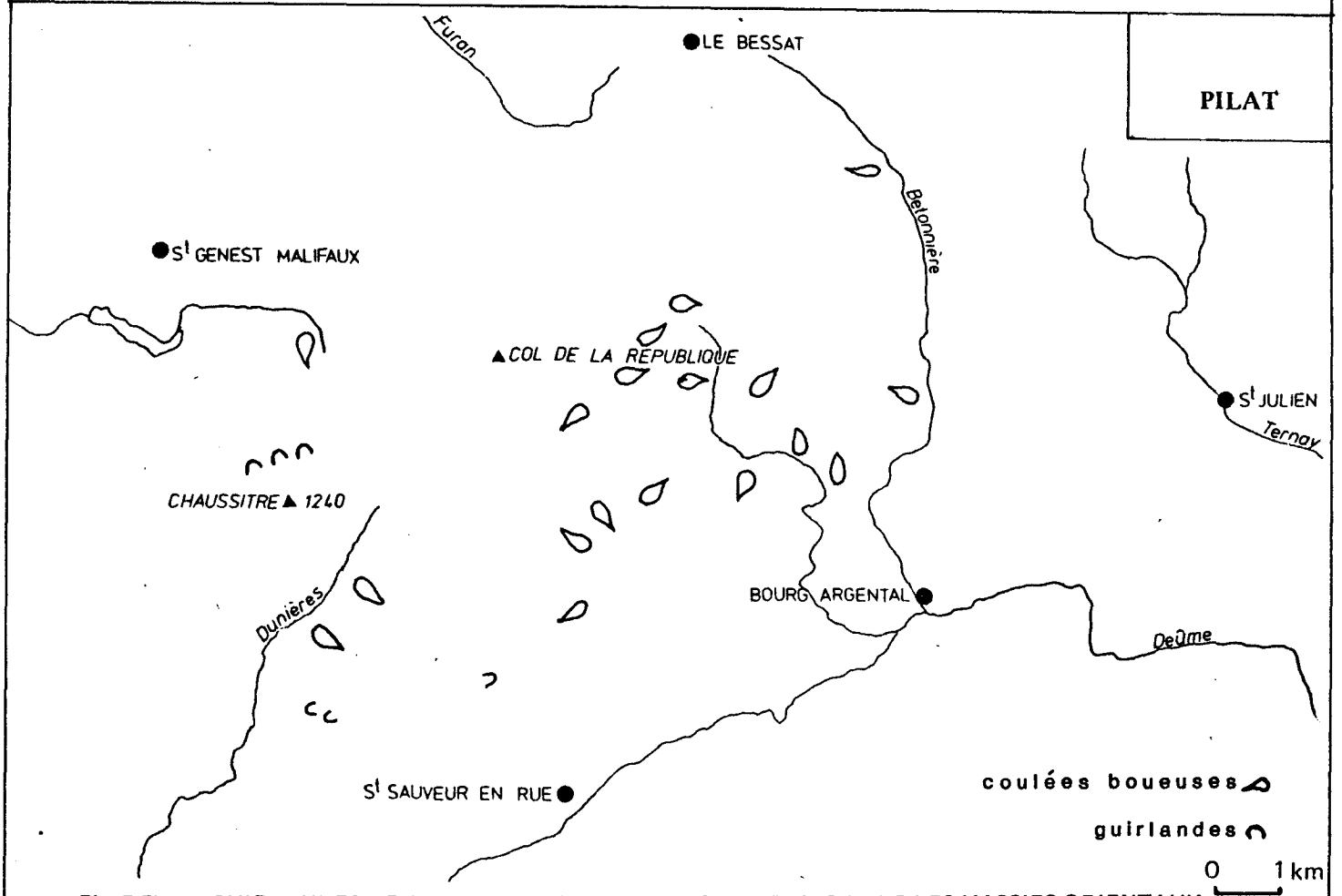


Fig. 7.5b. GUIRLANDES DE GELIFLUXION ET COULEES BOUEUSES DANS LES MASSIFS ORIENTAUX

Pierre-Sur-Haute, les dernières guirlandes se développent au pied du rocher Mouré face au Sud.

L'examen de la carte de répartition (Fig.7.5) montre que les guirlandes sont restreintes à la région la plus élevée au-dessus de 1400 mètres d'altitude. Elles sont d'autre part exposées de préférence à l'Ouest: il n'en existe pas à l'Est de la ligne de faîte au-dessus de Chalmazel. Le lien avec la répartition des tors est manifeste: les guirlandes n'existent que là où les tors sont abondants et disparaissent par exemple de la zone englacée du Forez.

La localisation est aussi restreinte dans le massif du Pilat: une première ligne de guirlandes mal conservées et avachies se suit du sommet de la Perdrix jusqu'à l'Oeillon entre 1370 et 1390 mètres face au Sud-Est. Sous les cols de la ligne de crête, ces guirlandes connaissent un étalement des blocs actuel sous l'action de la fonte des congères de neige qui se forment chaque hiver en ces sites privilégiés. Seule, la géométrie des blocs, en lobe convexe traduit, de nos jours, la présence de ces anciennes guirlandes: elles ne sont plus en saillie et ne jouent plus le rôle morphologique de celle du Forez. Dans un même état de démantèlement, quelques-unes s'étirent également au pied du plateau de la Jasserie au-dessus du Sahara.

Un second groupe, mieux conservé, a été cartographié dans le massif du Panère et du Chaussitre. Dans ce groupe, les orientations à l'Est se trouvent au droit d'un col (à Gimel) mais les orientations à l'Ouest dominent dans le Chaussitre.

Dans les massifs orientaux, elles n'atteignent pas la densité observée sur la ligne de crête du Forez. Ce caractère embryonnaire résulte d'une altitude inférieure de 100 mètres qu'en Forez.

Les massifs méridionaux n'ont pas révélé leur présence: il faut attribuer cette situation à l'omni-présence des couvertures d'éboulis de type "chirat" sur le Felletin notamment mais aussi au taux de boisement qui rend leur détection aléatoire.

2.2. LA MISE EN PLACE DES GUIRLANDES.

La mise en place des guirlandes s'explique par une dynamique gélifluidale affectant la tranche superficielle du sol. Le déplacement n'affecte que les horizons supérieurs dans la mesure où les horizons profonds sont encore gelés et où la concentration en eau de fusion est plus importante dans la partie supérieure

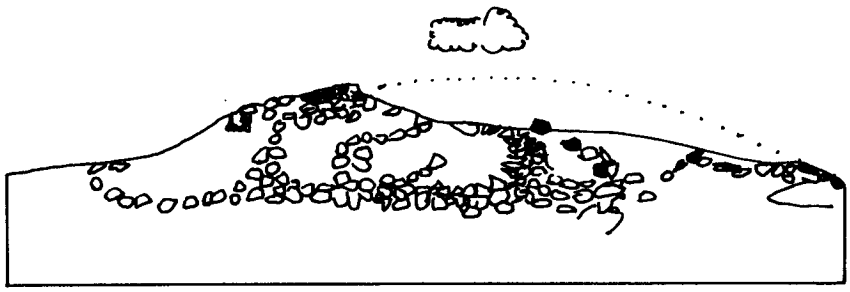


Fig. 7.6. LES GUIRLANDES DU ROCHER DE LA CHAPELLE

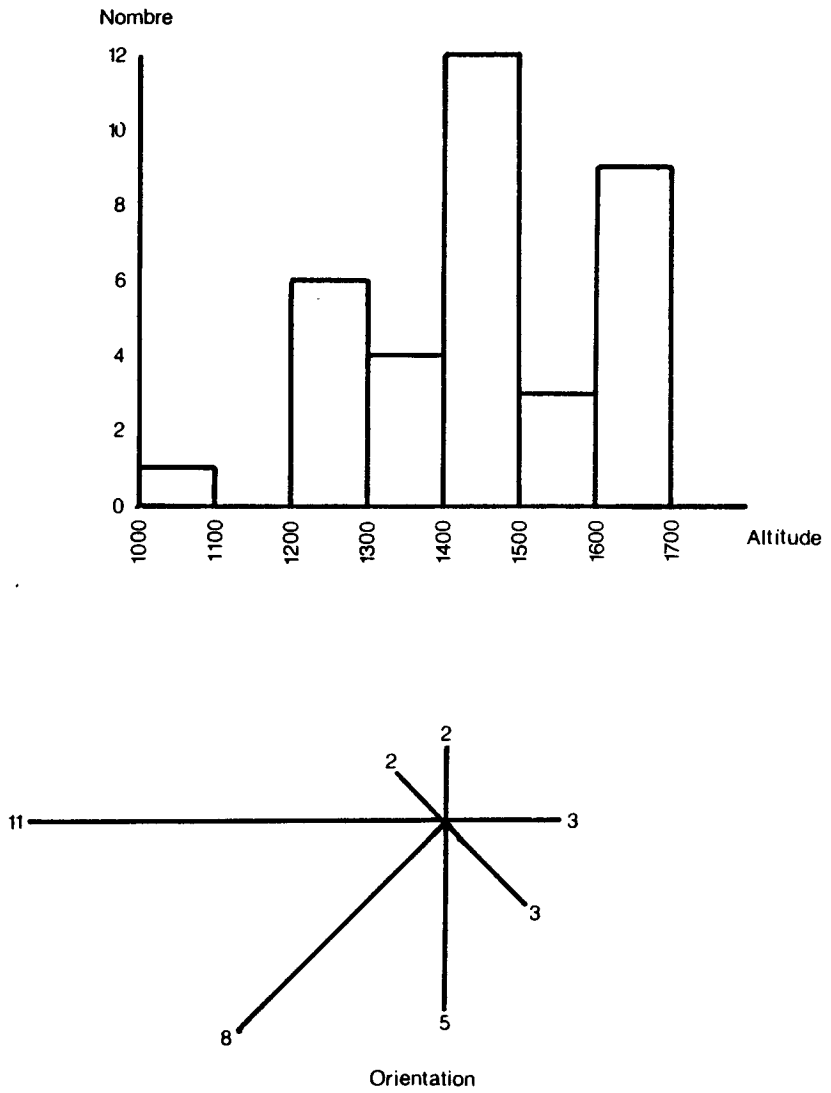


Fig. 7.7. ALTITUDE ET ORIENTATION DES GUIRLANDES

du profil: la concentration de la glace de ségrégation dans les horizons supérieurs est un fait d'observation banal.

Cette remarque n'implique nullement la présence d'un pergélisol au sens usuel: un gel hivernal profond, rendu possible par la présence d'une couverture nivale peu épaisse ou discontinue peut rendre compte de ce phénomène.

Cette dernière condition est confortée par les enseignements tirés de la répartition des guirlandes: les phénomènes d'exposition semblent jouer un rôle dans leur développement: l'exposition au vent, c'est-à-dire à l'Ouest, l'emporte et les guirlandes sont toujours associées à des chicots ou à des tors particulièrement ventés: l'exemple du versant occidental de la ligne de crête en est l'illustration la plus didactique.

Lorsque des guirlandes se situent au voisinage des cols, elles sont situées au-dessus du domaine où se produit la suralimentation, c'est-à-dire au-dessus de la ligne de convexité cryonivale telle qu'elle a été définie plus haut.(4)

Les guirlandes sont nettement différenciées des revêtements d'arènes à blocs: la disposition des blocs, oblique ou perpendiculaire à la ligne générale de pente, leur groupement, contraste avec la répartition homogène et étalée constatée dans les formations d'arènes remaniées où l'axe des blocs est dans le sens de la pente.(5)

Bien qu'aucune coupe ne permette de préciser la nature des contacts qui serait difficilement observables en raison de l'abondance de matière organique -cet horizon superficiel constitue l'horizon organique des rankers cryptopodzoliquesces guirlandes semblent bien se situer en recouvrement des arènes remaniées à blocs. Les coupes de la route militaire de Pierre-Sur-Haute semblent le confirmer dans la mesure où les arènes de ruissellement sous-jacentes aux guirlandes ne comportent pas de blocs de cette taille.

Les guirlandes sont donc un phénomène **localisé et tardif** dans l'évolution du versant.

La signification paléoclimatologique des guirlandes peut être précisée comme suit: l'abondance des blocs suppose une gélivation intense, confirmée par l'altitude élevée de leur localisation. Les sites de guirlandes supposent un micro-milieu particulièrement exposé aux intempéries permettant la pénétration

---

(4) Au chap. 5

(5) Cf chap. 9.

du gel en profondeur sous une couverture nivale mince ou inexistante. Sur les versants enneigés, leur absence s'explique par l'incapacité de la gélifluxion à s'exercer, faute de têtes de rochers emergeant de la neige.

Ces formes de gélifluxion traduisent donc plutôt l'existence de micro-milieux qu'elles ne donnent d'indications sur la paléoclimatologie régionale. Elles laissent penser à une relais de la gélifluxion laminaire généralisée à des phénomènes plus localisés.

3. LES TERRASSES DE GELIFLUXION

Alors que les guirlandes sont des formes banales assez fréquemment décrites dans beaucoup de massifs, les terrasses de gélifluxion sont pratiquement ignorées de la littérature géomorphdogique française. Il s'agit pourtant de formes d'échelle moyenne assez fréquentes et qui, par leur extension, sont un des éléments importants du paysage périglaciaire d'altitude.

Les formes sont assez variées et leur cartographie est assez délicate; leur interprétation l'est plus encore, ceci d'autant que, bien souvent,leur identification est aléatoire faute de coupes qui, seules, peuvent permettre un diagnostic précis. La ressemblance avec des formes banales telles que les replats rocheux est trop grande pour se fier au seul examen de la topographie. Dans de nombreux points, l'incertitude n'a pu être levée et la cartographie de ces formes pèche certainement par défaut.

L'interprétation en est complexe car la terminologie est confuse, incomplète et embrouillée.

3.1. PROBLEMES DE TERMINOLOGIE: DEUX TYPES DE FORMES.

Ces deux types de formes sont la terrasse cryonivale ou terrasse de cryoplanation et d'autre part la terrasse de gélifluxion.

3.1.1. Terrasses cryonivales ou de cryoplanation.

Il s'agit là d'une forme déjà décrite en Forez (B. ETLICHER, 1977).

Une banquette large de quelques dizaines de mètres se raccorde au versant par une concavité marquée. Cette concavité est modelée par la nivation. La

pente longitudinale de la banquette est faible, sa pente transversale est la pente-limite des phénomènes de gélifluxion soit 4° environ. La terrasse est partiellement taillée dans le matériel en place à l'amont, mais le plus souvent, il s'agit de matériel morainique ou d'altérites profondes. Une couverture en transit recouvre la terrasse qui s'épaissit à l'aval et constitue l'essentiel de la forme. Ce matériel est un matériel de gélifluxion à blocaille souvent mêlé de fines sablo-limoneuses.

Ces formes rappellent ce qui en Islande, a été reconnu sous le nom de Kryoplanationterrassen par E. SCHUNKE (1975).

Une certaine identité apparaît avec les terrasses Goletz décrites en Sibérie et que certains auteurs ont cru reconnaitre en Europe Occidentale à l'état fossile (A. GUILCHER,1952, TE PUNGA, 1949 et plus récemment, F. JOLY et Y. DEWOLF,1977). Une différence cependant apparaît dans le rôle et l'importance de la couverture de matériel en transit, moindre dans le replatGoletz qu'ici. Pour beaucoup d'auteurs, dont J. TRICART (1967) la présence de roche en place nue est un critère décisif de détermination.

Plusieurs exemples tel le versant des Granges de Gimel montre la répétition de ces formes en marche d'escalier sur le versant. Nulle part cependant, n'existe d'exemple où la roche en place affleure de manière indiscutable.

Les exemples de terrasses de SCHUNKE montrent, en revanche, une tranche faible de matériel en transit mais qui est continue. L'auteur attribue un rôle important à la nivation dans leur élaboration.

L'exposition systématique de ces terrasses en Forez comme dans les massifs vivarois en exposition sous le vent laisse à penser que ce processus intervient dans leur développement. L'alimentation en eau par la fonte de congères et de névés pendant la saison chaude est à l'origine de phénomènes de gélivation tardifs lors des refroidissements nocturnes d'autant plus efficaces.

Pour résumer les faits, l'extension des terrasses cryonivales résulte de deux phénomènes: la nivation tend à accentuer la concavité d'amont; la gélifluxion tend à étaler les matériaux en terrasse d'accumulation à l'aval. La fréqence des formations en gradins s'explique par l'accumulation de congères successives à chaque inégalité de versant et tend à les exagérer. C'est une évolution inverse de la régularisation qui prévaut sur certains versants sous le vent, là où l'irrégularité des conditions structurales le permet et de manière plus générale sur les versants au vent. Par ce biais s'esquisse une dissymétrie des versants à l'origine de beaucoup de vallées dissymétriques d'altitude.

3.1.2. Les terrasses de gélifluxion au sens strict.

La terrasse de gélifluxion est une forme d'échelle supérieure qui modèle un grand nombre de versants. Son extension est plus vaste -elle peut atteindre plusieurs centaines de mètres de large- le matériel est le même mais **il s'agit essentiellement d'une forme d'accumulation** pouvant dépasser trente ou quarante mètres d'épaisseur. Il ne s'agit plus d'un recouvrement pelliculaire sur le versant mais d'une forme postiche sur le versant ou dans la vallée.

Leur localisation diffère sensiblement: **contrairement aux terrasses cryonivales qui se développent dans la partie supérieure des versants, les terrasses de gélifluxion sont des formes de bas de versant souvent proches ou dans les talwegs.**

A l'amont, les contacts avec le versant sont nets; à l'aval, une convexité se développe et la forme domine le talweg par une pente de gravité. Le profil de la terrasse est rectiligne, à pente faible ou moyenne, parfois non négligeable, (8 à 10°) rappelant celle d'un glacis périglaciaire.

Les coupes dont on peut disposer lorsque ces terrasses sont incisées par le réseau hydrographique montrent un matériel de gélifluxion en vrac, hétérométrique, emballant des blocs de taille diverse atteignant le mètre. En surface, l'étude de ces formes reste délicate car elles constituent les seules prairies de ces régions et nul affleurement de rocher n'y apparaît en surface. Les blocs ne sont jamais saillants si bien que la convergence de forme avec un simple replat cyclique est frappante.

Ces formes ont été décrites sous le nom de "solifluction terraces" au Pays de Galles par C.B. CRAMPTON et A.J TAYLOR (1966).

Sur le territoire français, elles n'ont pas été signalées: aussi la terminologie reste à établir. La traduction littérale "terrasses de solifluxion" n'est pas satisfaisante car elle est utilisée pour des formes mineures de versant parfois aussi appelées terrassettes (6).

L'appellation de terrasse de gélifluxion préciserait davantage la dynamique qui, selon CRAMPTON et TAYLOR (1966) suppose la présence d'un pergélisol. Elle n'est qu'imparfaite cependant dans la mesure où elle suggère une forme plane, horizontale, rarement réalisée même si la régularisation l'est toujours.

---

6) Ce terme est retenu pour la légende de la carte géomorphologique de la France au 1/50000° (Travaux de la RCP 77.) En revanche, les Solifluktionterrassen des auteurs allemands sont à rapprocher des terrasses cryonivales. Cf notamment la carte géomorphologique du Harz de J. HOVERMANN (1953)

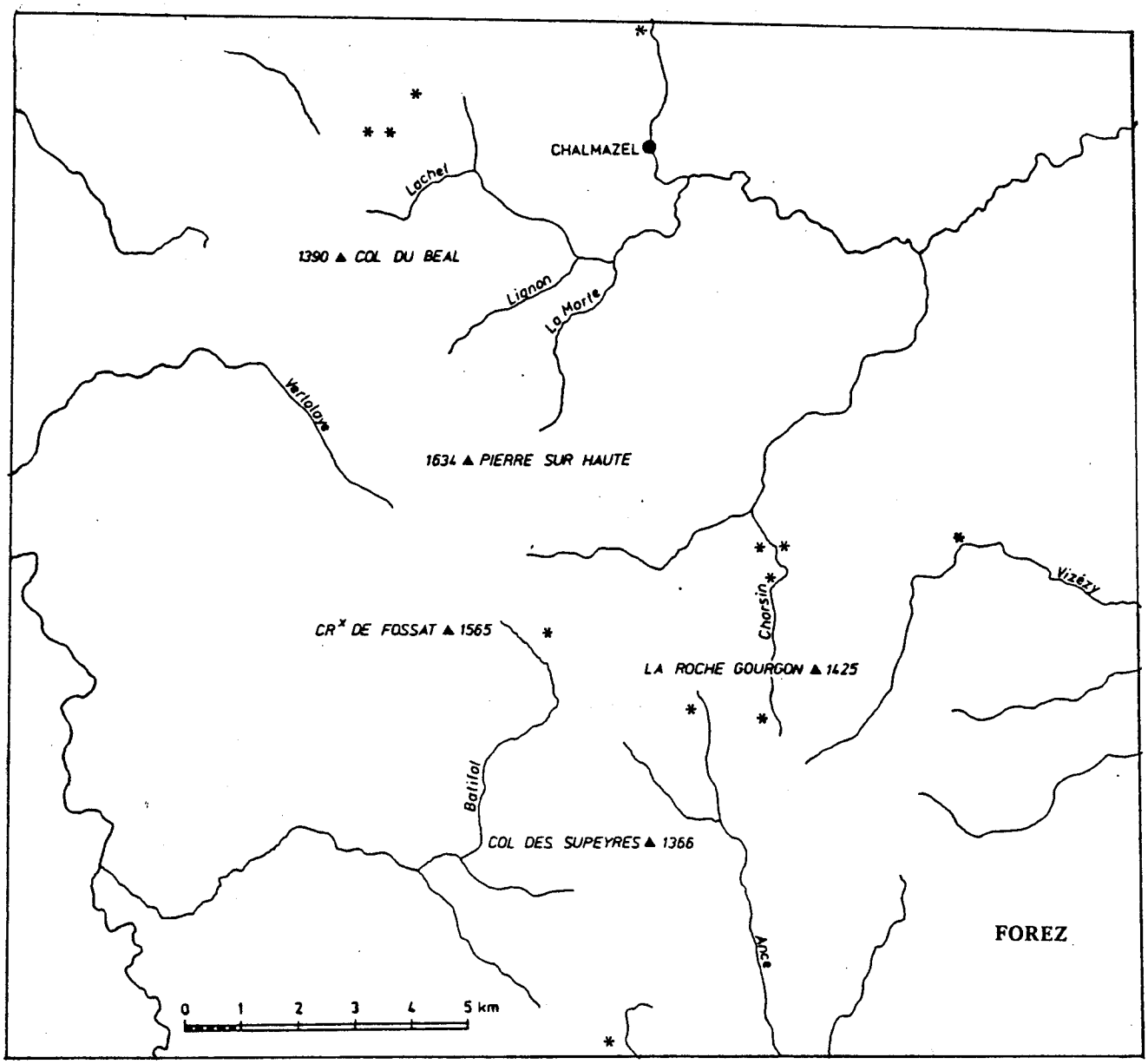


Fig. 7.8a. LOCALISATION DES TERRASSES DE GELIFLUXION EN FOREZ

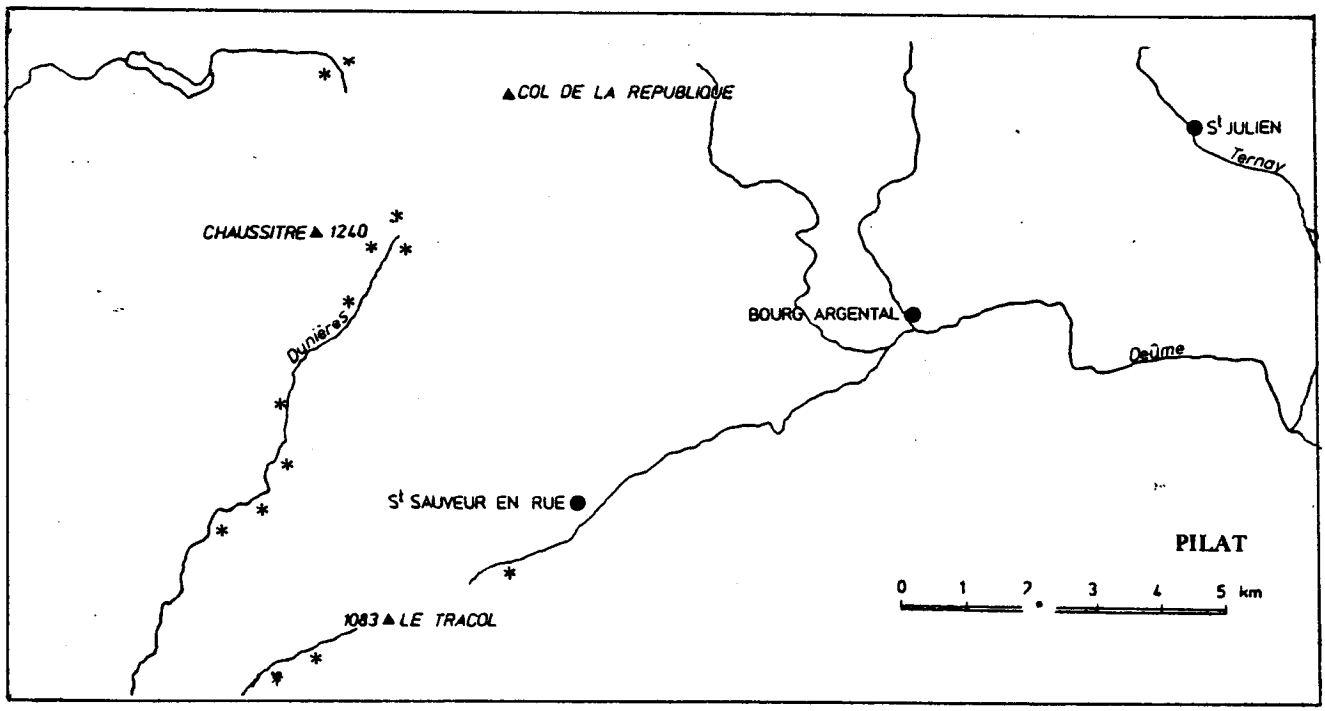


Fig. 7.8b. LOCALISATION DES TERRASSES DE GELIFLUXION DANS LES MASSIFS ORIENTAUX

3.2. LA REPARTITION DES TERRASSES DE GELIFLUXION.

L'examen de la carte de répartition des terrasses de gélifluxion montre qu'elles se concentrent dans un secteur étroit (Fig.7.8).

Les terrasses foréziennes sont toutes localisées entre 1200 et 1400 mètres. Il s'agit donc d'une forme de haute altitude; aucun exemple ne se situe en-dessous de cette valeur de 1200 mètres qui semble constituer un seuil.

L'examen de l'orientation des terrasses a été systématiquement mené.(Fig.7.9) L'exposition à l'Est est de loin la plus fréquente. L'exposition au Nord est la plus rare. Il est vrai que dans cette région beaucoup de vallées ont une orientation méridienne en raison du système de pente de la surface sommitale. La seule conclusion qui puisse être valablement retenue est que l'orientation à l'Est est plus favorable que l'orientation à l'Ouest.

A titre de confirmation, les terrasses exposées à l'Est sont nettement plus épaisses que celles qui sont exposées au couchant. Aux Planches notamment, le contraste est saisissant entre les terrasses de rive gauche, hautes de 20 à 25 mètres et les terrasses de rive droite minces au point d'être un simple recouvrement, une fine pellicule de débris qui ne mérite plus alors le nom de terrasse: c'est une forme de gélifluxion pelliculaire de type arène à blocs en recouvrement de la moraine.

La répartition montre enfin que, très souvent, ces terrasses se développent dans le secteur englacé: c'est alors du till qui est affecté par cette mobilisation plus que de l'arène. Des blocs morainiques et erratiques y sont incorporés suivant un schéma courant au Pays de Galles. (CRAMPTON et TAYLOR, 1966).

Le massif du Pilat présente une toute autre géographie: la tranche d'altitude est moins étroite, 900 à 1200 mètres, mais il est vrai que 85% soit 17 terrasses sur 20 sont entre 900 et 1100 mètres.

Il existe un décalage d'environ 200 mètres avec le Forez, décalage suffisamment important pour qu'une explication lui soit recherchée.

L'exposition est aussi différente: les orientations au midi l'emportent avec 13 des 20 terrasses. Les orientations à l'Est sont inexistantes contrairement au Forez et le Nord est notablement représenté. L'épaisseur du matériel constituant les terrasses est aussi épais qu'en Forez voire davantage.

L'explication de ces différences ne peut recevoir qu'une interprétation hypothétique.

* Une première interprétation conduirait à envisager une nuance climatique

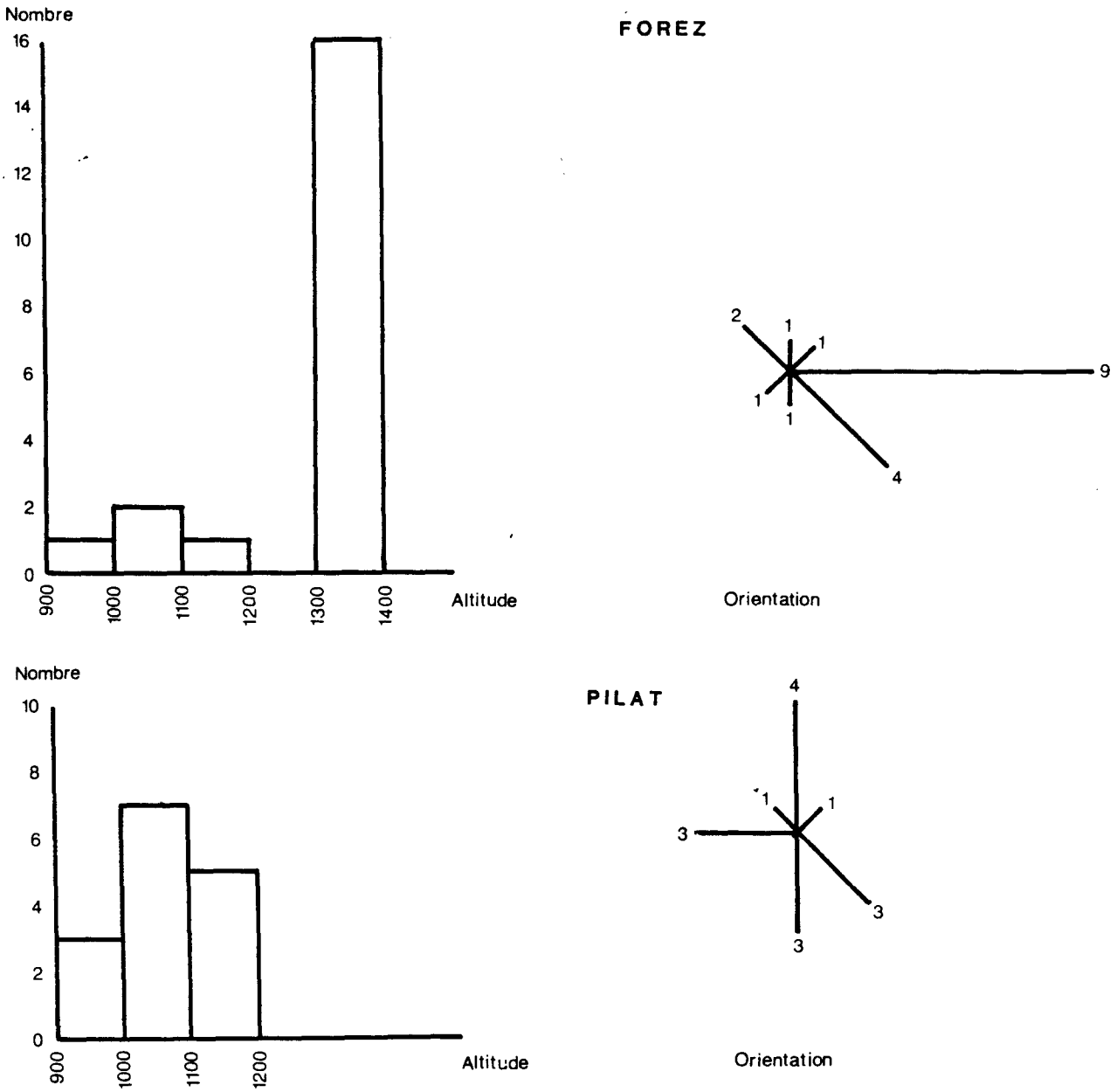


Fig.7.9. TERRASSES DE GELIFLUXION : ORIENTATION ET ALTITUDE

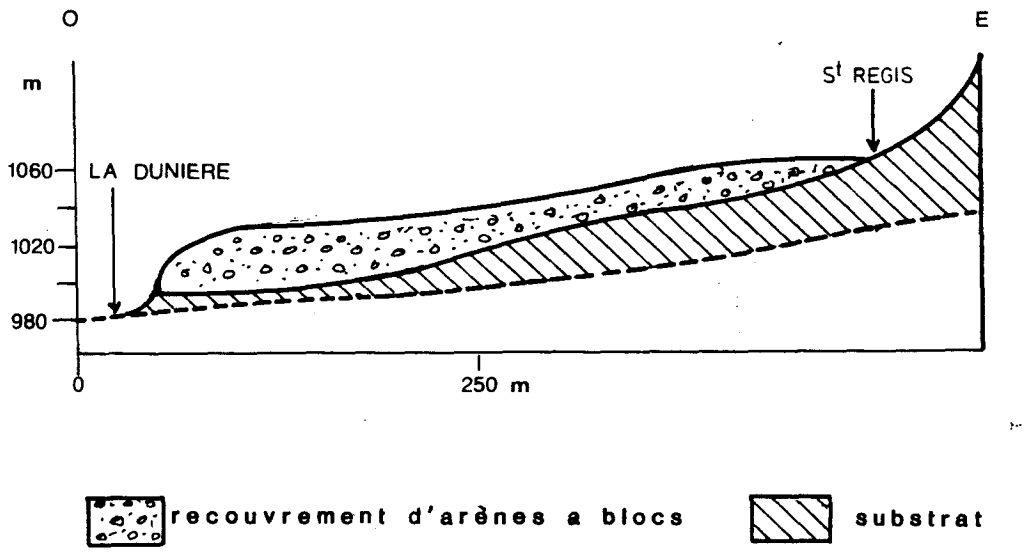


Fig. 7.10. SAINT REGIS : TERRASSE DE GELIFLUXION

plus continentale pour le Pilat, nuance qui est réelle. Une moindre couverture nivale peut favoriser la pénétration du gel en profondeur.

* Une seconde interprétation nait de la remarque que les formes foréziennes sont dans la zone englacée donc postérieures à la déglaciation. Elles traduisent les conditions régnant lors d'une phase froide tardive. Rien ne prouve que les formes du Pilat leur sont contemporaines: un décalage chronologique pourrait expliquer ces différences, car les formes du pilat sont souvent plus épaisses et plus perchées que celles du Forez.

La principale objection que l'on puisse faire à cette interprétation, à savoir l'absence de formes semblables à celles du Pilat en Forez hors de la zone englacée peut être réfutée par les remarques suivantes:

-les vallées immédiatement à l'aval des glaciers mieux alimentés en eaux de fonte ont davantage divagué et érodé leurs berges, faisant disparaître toute trace des terrasses;

-les sites favorables en-dessous de la ligne des moraines terminales (1000 mètres) sont peu nombreux: les vallées s'encaissent vigoureusement à travers l'escarpement-limite de la surface sommitale.

En Forez comme en Pilat, les terrasses de gélifluxion ne sont développées que dans les régions de "vieilles surfaces" peu disséquées, ou la mollesse du modelé, l'épaisseur des altérites sont des facturs favorables. Le matériel dérive toujours du granite d'anatexie sous ses divers faciès; certes, quelques exemples pourraient être trouvés dans le granite de Chalmazel au nord du Forez, mais ni les granites porphyroïdes, ni les couvertures leptyniques n'en présentent parce que la couverture d'arène n'y est pas suffisamment épaisse et continue.

Tous ces caractères sont à rapprocher des descriptions de CRAMPTON et TAYLOR (1966). L'étroitesse de la gamme altitudinale est notée dans leurs travaux comme ici mais à une altitude bien plus basse (450 m). Le système de pentes est fort comparable.

3.3.DYNAMIQUE ET SIGNIFICATION MORPHOCLIMATIQUE DES TERRASSES DE GELIFLUXION.

L'étude de la dynamique des terrasses est rendue délicate par la mauvaise connaissance de leur structure interne. L'absence de coupes autres que les incisions de talweg vite colonisées par la végétation ne peut être compensée par des

sondages à la tarière impossibles à réaliser à cause de la masse de blocaille interne à la formation, la tarière fut-elle à moteur.

L'importance du volume de matériaux déplacés est difficile à estimer: fréquemment, les terrasses recouvrent le socle disséqué par le torrent et l'altitude apparente cache le perchement de la terrasse au-dessus du talweg.

L'exemple de la terrasse de Saint Régis-du Coin (Fig.7.10) montre l'irrégularité de la base de la formation et le perchement de l'aval de la terrasse grâce à l'entaille d'un ruisseau affluent. Dans ce cas, la matériel déplacé est de l'arène remaniée puisque la moraine n'est pas présente à cette altitude. L'épaisseur peut être estimée à 20 mètres pour la terrasse de Saint Régis recoupée par le ruisseau de Rozet. Le volume est considérable car la terrasse a 300 mètres de long. Cette épaisseur même exclut la gélifluxion en masse d'une tranche aussi importante.

3.3.1. Une dynamique apparentée aux glaciers rocheux.

Une première thèse a été avancée au Spitzberg par SWETT HAMBREY et JOHNSON (1981). Ces auteurs décrivent des formes analogues qu'ils expliquent par une dynamique semblable à celle des glaciers rocheux. La chute des blocs sur la neige provoque le développement de moraines de névés; lorsqu'il y a suffisamment de blocs pour enterrer la neige et la transformer en glace, l'ensemble peut fluer vers le centre du talweg. La coalescence de formes identiques tout au long d'une vallée peut réaliser une terrasse continue. "individual lobes coalesces into a nearly continuous terrace like feature along a cliff face". Cette interprétation paraît toutefois difficilement applicable dans le cas où les terrasses ne sont pas directement dominées par un abrupt susceptible de fournir des blocs en quantité importante par chute sur le névé.

3.3.2. Un engraissement des revêtements gélifluidaux.

La seconde thèse développée par CRAMPTON et TAYLOR (1966) fait de la gélifluxion d'un mollisol le facteur responsable du développement des terrasses.

Selon ce schéma, seule la frange superficielle dégelée chaque été, flue jusqu'à son immobilisation l'hiver suivant. L'épaississement de la formation résulte de l'addition des tranches de mollisol successives. La matériel d'amont vient recouvrir et fossiliser celui de l'aval dans la mesure où le dégel affecte d'abord la partie amont de la terrasse. L'amont, constitué de matériel plus grossier, mieux

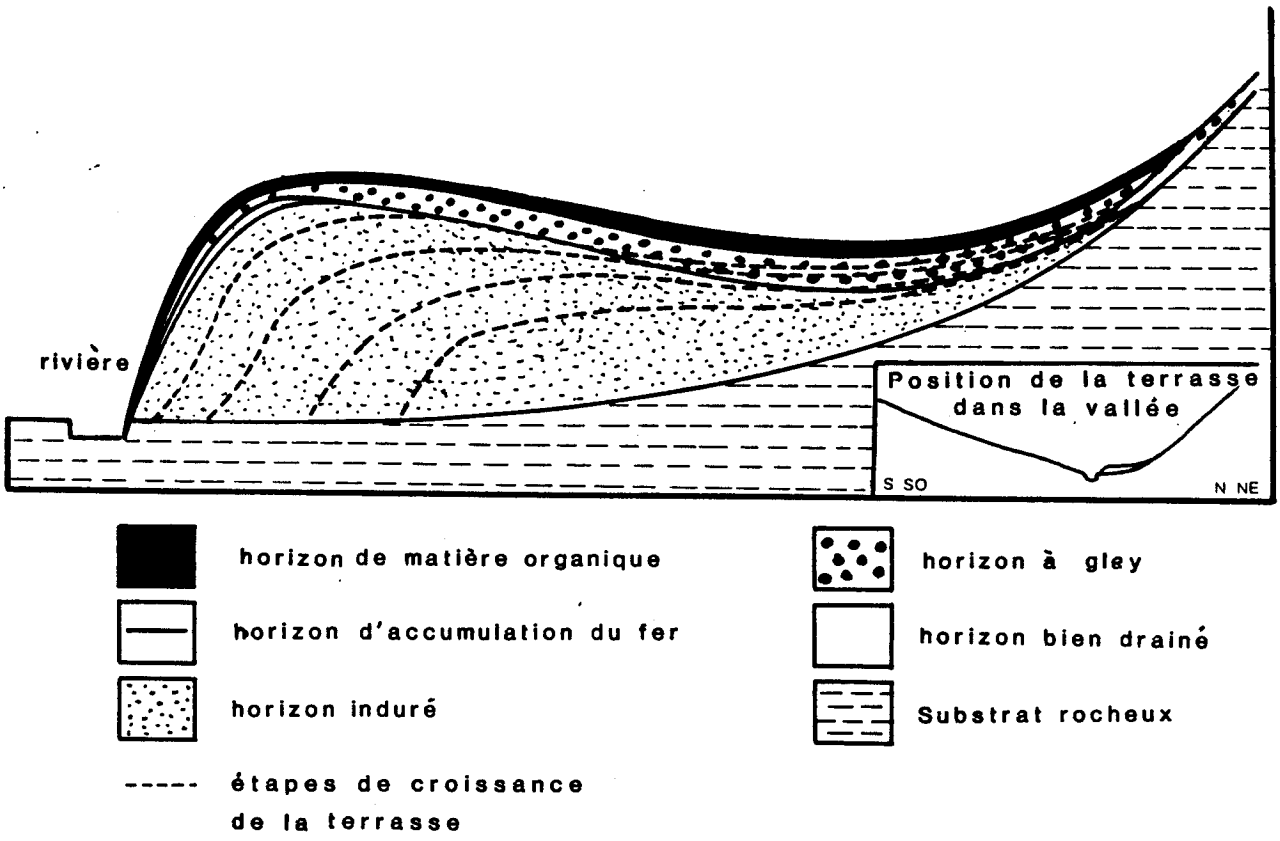
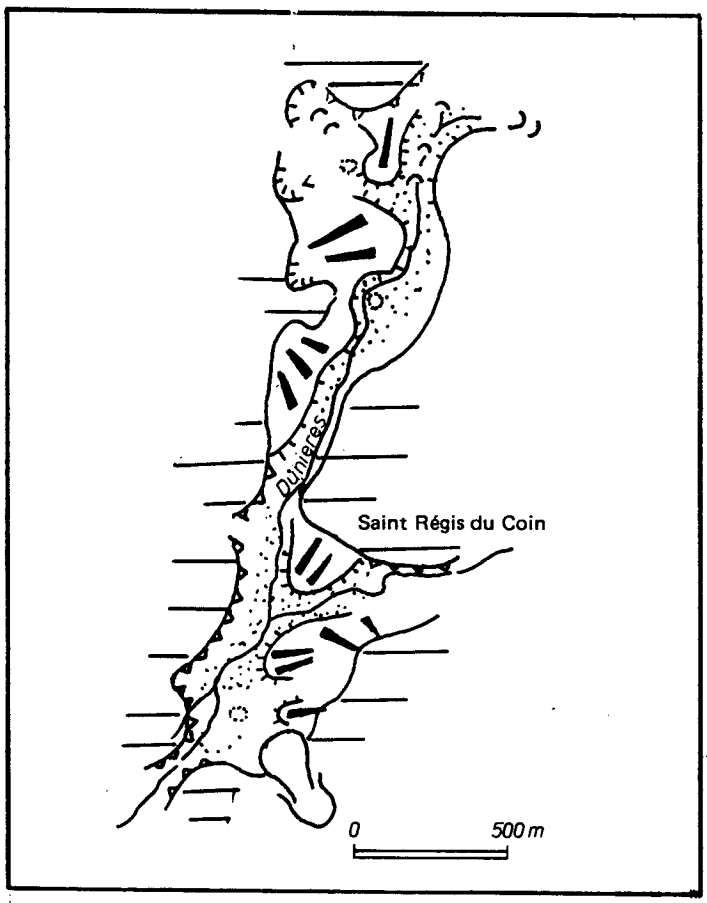
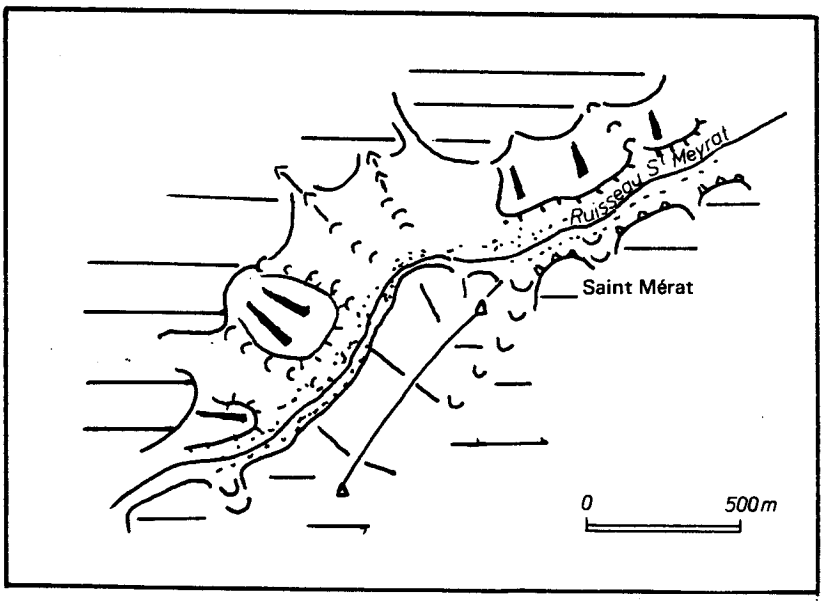


Fig.7.11. COUPE D'UNE TERRASSE DE GELIFLUXION D'APRES CRAMPTON ET TAYLOR, 1966



LA DUNIERES



RUISSEAU DE ST MEYRAT

ALLUVIONS

TERRASSES DE GELIFLUXION

CIRQUES DE NEVES

REPLATS ROCHEUX ET REBORDS

COULEES BOUEUSES

Fig. 7.12. TERRASSES DE GELIFLUXION DE LA DUNIERES ET DE ST MEYRAT

drainé également à la fin de l'été précédent est moins riche en glace et le dégel y est donc plus rapide surtout si l'exposition est favorable.

L'évolution théorique de ce type de terrasse est figuré sur le schéma tiré des auteurs (Fig.7.11). "The resultant accumulation othe terrace bluff were buried by further accumulation which, in turn, were subsequently permanently frozen."

Le dégel intégral de l'accumulation lors de la fonte du pergélisol provoque l'avachissement général de la forme dans sa partie aval, constaté aujourd'hui dans la plupart des cas.

A l'appui de cette interprétation, les auteurs font état d'une étude sytématique de l'orientation des terrasses. Celles-ci se sont développées chronologiquement d'abord en adret où le mollisol était le plus épais, puis en ubac lors du réchauffement climatique.

L'altitude peut ralentir voire arrêter l'approfondissement du mollisol en ubac par rayonnement nocturne. On conçoit davantage une saison chaude sans regel nocturne à basse altitude comme au Pays de Galles, surtout si l'on tient compte de la proximité de la mer.

Dans ces conditions, en Forez comme en Pilat, la gélifluxion du mollisol ne pouvait se développer en montagne qu'à la faveur d'un certain ensoleillement estival, c'est-à-dire en adret.

En Alaska, des formes semblables ont été reconnues par JOHNSTON et TABER (1943). Les coupes effectuées dans ces structures ont révélé un coeur de glace qui confirme l'interprétation proposée.

3.3.3. Conclusion

La terrasse de gélifluxion est l'hypertrophie d'un revêtement d'arènes à blocs dans les concavités de bas de versant et son engraissement progressif. L'absence de stratification dans ces formations laisse planer une incertitude: il est notamment difficile de démontrer que ces terrasses sont le résultat de l'action de la gélifluxion pendant une seule période froide; ou si, au contraire, plusieurs générations d'apports se superposent correspondant à plusieurs crises climatiques distinctes.

L'altitude du sommet du remblaiement n'est pas significative puisqu'éminemment sujette aux conditions locales d'alimentation fort variables en quelques dizaines de mètres. L'altitude de leur base est un meilleur critère. Cette base est le contact entre le substrat et le recouvrement: ilest bien visible lorsque le ruisseau entaille en "bluff" la terrasse lors de ses divagations. Le contact

correspond au niveau du talweg au début du fonctionnement de la terrasse: il peut être considéré comme un bon repère car il n'est pas concevable que l'accumulation se soit arrêtée sur le bord d'un talus.

Malheureusement, ce contact est assez rarement observable, tout comme l'est le matériel qui n'a jamais révélé quelque altération ou paléosol. Les exemples où existent des coupes montrent souvent un perchement notable de la terrasse. Ce perchement peut atteindre 5 à 15 mètres dans le Pilat (Saint Régis, Ruisseau de Saint Meyrat) mais nettement mojns en Forez (Fig.7.12). C'est là un argument supplémentaire pour voir dans les terrasses foréziennes un épisode plus récent que dans le Pilat.

L'attribution de la totalité de ces formes à la dernière période froide est un à-priori qui ne peut être accepté sans réserves compte-tenu de l'importance des volumes de matériaux déplacés et du perchement de certaines d'entre elles.

4. LES COULEES BOUEUSES.

L'attribution de la totalité de ces formes à la dernière période froide est un à-priori qui ne peut être accepté sans réserves compte-tenu de l'importance

Certains secteurs du massif du Pilat présentent des formes localisées sur les versants qui paraissent se rattacher à la famille des coulées boueuses.

4.1. DESCRIPTION ET IDENTIFICATION.

Plusieurs exemples méritent d'être présentés afin de préciser l'identification de ces formes.

L'exemple le plus didactique de cette famille de formes se trouve dans la vallée de la Bétonnière à 1030 mètres d'altitude.

Un détour de la route de Thélis-la Combe à la Croix de Chaubouret permet de voir, en contrebas d'une vaste cuvette, un bombement nettement convexe dans toutes les directions. Ce bombement est à l'aval d'une grande niche de nivation à la dissymétrie caractéristique. Large de 100 mètres, elle est profonde de 10 à 15 mètres. Dans le prolongement du plancher, une boursouflure convexe, large de 80 mètres, forme une langue qui s'avance jusqu'à la route. Cette langue se termine de manière brutale par un lobe convexe.

Le matériau composant le lobe n'est pas différent dans sa nature de celui des alentours mais la disposition l'est. Sur le terrain et la photographie, les limites du lobe sont reconnaissables par la présence de blocs saillants et la différence de couverture végétale: l'utilisation de cette langue comme prairie de fauche n'est pas possible. Contrairement aux arènes remaniées des autres versants, la

disposition des blocs est quelconque: il n'y a aucune orientation privilégiée ni à plat, ni en longueur; cette disposition est plutôt celle d'un dépôt brutal à déplacement rapide.

Des formes identiques existent sur le versant oriental des massifs du Panère et du Grand Bois.

Le rapprochement de ces observations avec des formes communes sur les versants au pied des édifices phonolitiques de Haute Loire s'impose. Les versants de la Sainte Madeleine, du signal de Miaune, du bassin du Puy ne sont que cicatrices de formes associant une niche à l'amont et une coulée à l'aval. A la diffférence de ce qui est constaté dans le massif du Pilat, elles sont encore fonctionnelles lors d'averses particulièrement intenses et longues comme celles de l'automne 1976. Il s'agit de coulées boueuses brutales au sens où l'entendent A.CAILLEUX et J. TRICART (1967).

Il est évident que ces phénomènes ne sont pas entièrement comparables dans le socle: dans les deux cas cependant, les langues et les coulées sont développées exclusivement aux dépens de couvertures d'arènes à blocs qui font l'objet d'une remobilisation après leur mise en place.

Des formes semblables ont été décrites aux altitudes moyennes dans le Limousin, (R. LACOTTE,1962; J. BEAUJEU GARNIER, 1957).

4.2.LA REPARTITION DES COULEES BOUEUSES.

La répartition des coulées boueuses est particulièrement circonscrite. (Fig.7.5)

Elles se trouvent en effet concentrées sur le versant oriental du Massif du Pilat, sur les replats des alvéoles les plus élevés ou dans les couloirs et plateaux qui isolent les massifs les plus élevés les uns des autres. Elles sont nombreuses dans la vallée de la Bétonnière, dans l'alvéole de la Versanne, au pied du Panère, de Saint Régis à Gimel. Elles sont absentes des couvertures métamorphiques et sont toutes groupées dans le granite hétérogène sombre et le granite du Grand Bois. Hormis un périmètre privilégié du Grand Bois à la Croix-de-Chaubouret au Nord, et du ruisseau de Saint Meyrat à la Deôme au Sud, elles sont exceptionnelles. Quelques rares exemples sont connus dans les alvéoles du plateau de Saint Genest. Plus au Sud, elles ne redeviennent fréquentes que dans le secteur du Mazet Saint Voy et Faÿ-sur Lignon, à l'approche des couvertures volcaniques.

Elles sont également rares en Forez: la haute vallée de la Trézaillette

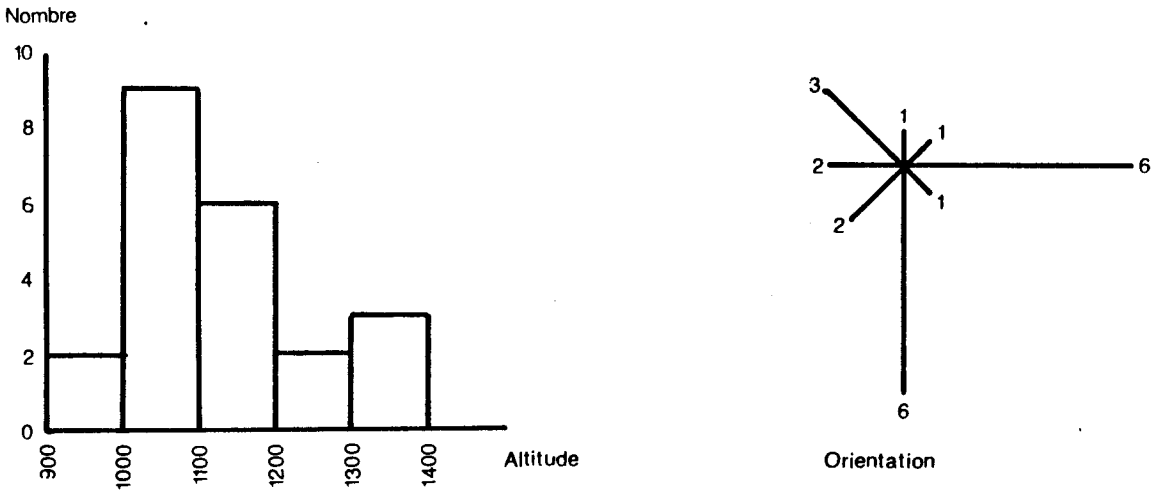


Fig. 7.13. ALTITUDE ET ORIENTATION DES COULEES BOUEUSES

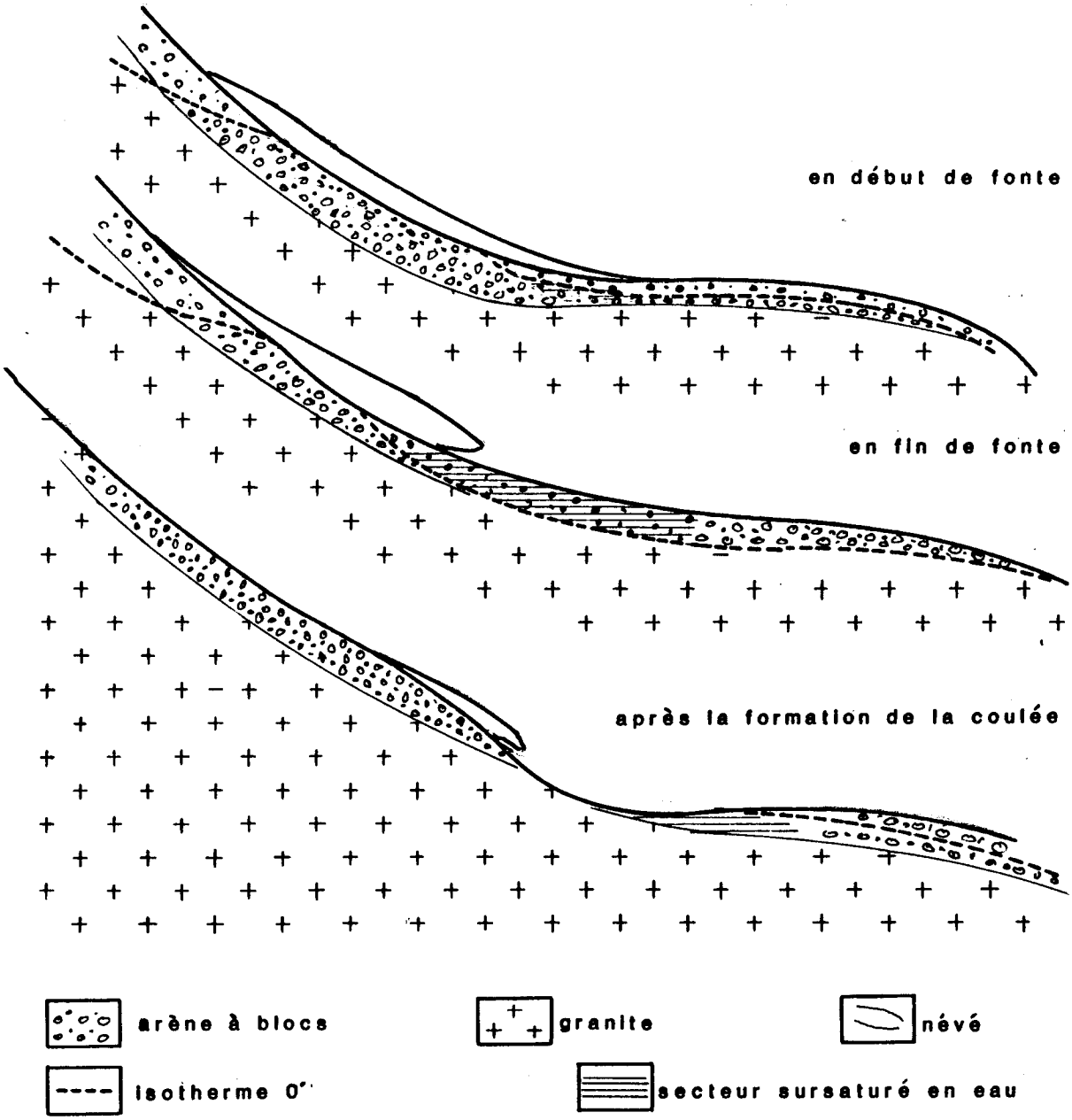


Fig.7.14. MECANISME DE DECLENCHEMENT DES COULEES BOUEUSES

montre quelques exemples assez mal conservés.

L'étroitesse de cette localisation est non seulement régionale mais altitudinale. Ainsi que le montre le diagramme (Fig.7.13), les coulées sont concentrées entre 950 et 1150 mètres d'altitude. En revanche, il ne semble pas se dessiner d'orientation privilégiée.

A l'échelle locale, les sites géomorphologiques favorables sont les bas de versant régularisés, les planchers d'alvéole, à proximité immédiate de la concavité basale des cloisons.

Les pentes favorables à leur développement sont rarement supérieures à 10°. Cette pente est d'ailleurs proportionnellement plus forte pour les coulées face à l'Ouest que les autres. Mais l'échantillonnage est insuffisant pourqu'une conclusion définitive puisse être proposée. En revanche, tous les secteurs où les coulées sont présentes se caractérisent par l'épaisseur de la couverture d'arènes remaniées. Elles sont en effet partout nourries par ces dernières.

4.3. INTERPRETATION ET SIGNIFICATION DES COULEES BOUEUSES.

Parmi les problèmes qui se posent au sujet de l'interprétation des coulées, la question du milieu morpho-climatique nécessaire à leur développement est de première importance. Une ambiance froide est-elle nécessaire au développement de formes qui, dans d'autres régions, sont considérées comme actuelles?

La seconde question concerne la logique de leur localisation dans un secteur bien limité du massif et le rapport qu'entretient la langue boueuse avec la niche modelée par la nivation.

La première question n'appelle pas de réponse simple. Cependant, aucune forme fraîche, aucun élément ne permet de croire à une évolution de ces formes à l'échelle historique. Le matériel, beaucoup plus sableux que les dépôts à base d'altération de phonolites et de sédimentaire argilo-sableux se sature beaucoup plus difficilement, au point qu'il est possible de se demander s'il ne faut pas faire intervenir le gel en profondeur pour saturer les horizons de surface.

Le problème des rapports qu'entretiennent la coulée et la niche de nivation est donc au centre du débat.

Dans une première explication , on peut considérer la niche comme le réaménagement ultérieur d'une cicatrice d'arrachement, qui, en raison du creux formé sert de piège à neige.

Dans une seconde explication, on peut penser que la présence d'un névé est à l'origine de la saturation en eau de l'arène à l'aval, donc du fluage de la masse d'arène.

L'évolution peut être comprise de la manière suivante: la présence du névé se justifie par la position à la concavité basale du versant, sous le vent dominant d'Ouest.

Ce névé est responsable d'un brusque relèvement de l'isotherme 0° à l'intérieur du sol. Les eaux qui percolent dans la tranche superficielle du sol, sur la zone gelée -que ce gel soit saisonnier ou permanent- se trouvent concentrées sous le névé et à l'aval, imbibent de manière plus efficace l'arène. Le contact avec la zone gelée sous-jacente constitue un plan de glissement privilégié qui peut être exploité.(Fig.7.14). Une telle dynamique a été mise en évidence en Alaska et reprise par LLIBOUTRY (1963).

Le déclenchement de la coulée est alors directement lié à la présence du névé: il se produit en saison chaude, fin de printemps ou début de l'été, au moment où la percolation des eaux sur le versant est maximale et où le névé est encore suffisamment étendu pour concentrer les eaux en surface. L'approfondissement de l'isotherme 0° au cours de l'été permet un assèchement progressif de l'horizon de surface et la stabilisation du versant.

La répartition de ces formes semble obéir à des conditions assez strictes, favorables à la seconde explication. Parmi les indices qui permettent d'assurer cette conclusion, il convient de retenir:

* **La pétrographie** faite de roches sombres, granite hétérogène sombre, granite du Grand Bois, anatexite sombre, où la part de la biotite varie de 10 à 20% avec une grande hétérogénéïté de détail (nombreuses enclaves sur-micacées.

* **L'héritage tectonique,** car ces zones sont fracturées, sur des lignes de failles dont le rôle a déjà été souligné, notamment entre Dunières et la Versanne.

* **L'héritage morphologique** résultant de la position de ces coulées sur les replats miocènes ayant conservé une couverture d'arènes épidermiques mais largement alimentées en arènes à blocs depuis les sommets immédiatement dominants.

* **Une altitude** enfin, qui permettait un enneigement de longue durée avec des névés jusqu'au coeur de l'été à 1000-1100 mètres , soit 200 mètres sous la ligne des neiges permanentes.

En résumé, ces formes caractérisent un milieu à gel profond, à dégel brutal au printemps, libérant une quantité importante d'eau pendant une période brève, toutes conditions qui apparaissent nettement périglaciaires et ne peuvent être appliquées aux conditions actuelles.

Elles correspondent à des conditions précises de pétrographie et de site: une arène épaisse est nécessaire; le granite à biotite offre seul, en raison de son altération rapide, le matériel en quantité indispensable. La teneur en fines, limons et silts, favorise lorsqu'elle est suffisante le développement de ce processus.

Cette teneur peut s'expliquer certes par l'héritage pré-glaciaire, mais il sera démontré plus loin que des redistributions de fines par voie éolienne ont contribué à enrichir en fines la teneur de l'arène dans des proportions certes limitées mais qui peuvent suffire à déclencher ces processus lorsque l'humidité est suffisante.

Chapitre 8
Les chirats : originalité des massifs orientaux

Les chirats constituent dans le massif du Pilat et ses annexes méridionales un paysage original, suffisamment spécifique pour avoir frappé les imaginations populaires et les premiers naturalistes.(1)

Le terme de chirat désigne localement les accumulations de blocs sur les versants; son étymologie est à rapprocher d'une famille de termes fréquents dans le Massif Central (2): il désigne des formations analogues par l'aspect aux clapiers très répandus en Haute Loire et Ardèche notamment.

Il s'agit de formations à blocs sans matrices en surface et donc dépourvus de végétation; ces accumulations sont d'étendue variable, atteignant pour les plus vastes 400 mètres de large et 800 mètres de dénivelée, parfois plus d'un kilomètre de long. Il est le plus souvent composé de blocs de taille métrique mais il en est où le débit de la roche est plutôt plurimétrique notamment dans la région de La Louvesc et Saint Julien-Molhesabate.

Ce terme local distingue donc ces accumulations de blocs des formations désignées sous le nom d'arènes à blocs qui contiennent une quantité importante de matrice fine entre les blocs même si certains d'entre eux sont saillants dans la topographie. Ils se rapprochent en revanche des formations de blocs que les

---

(1) Notamment J.J.ROUSSEAU, GRUNER, qui voit dans ces formes "d'anciens pics qui se sont écroulés sous l'influence d'une forte commotion intérieure" , MATON FULLERTON etc....

(2) comme chirac, cheire...

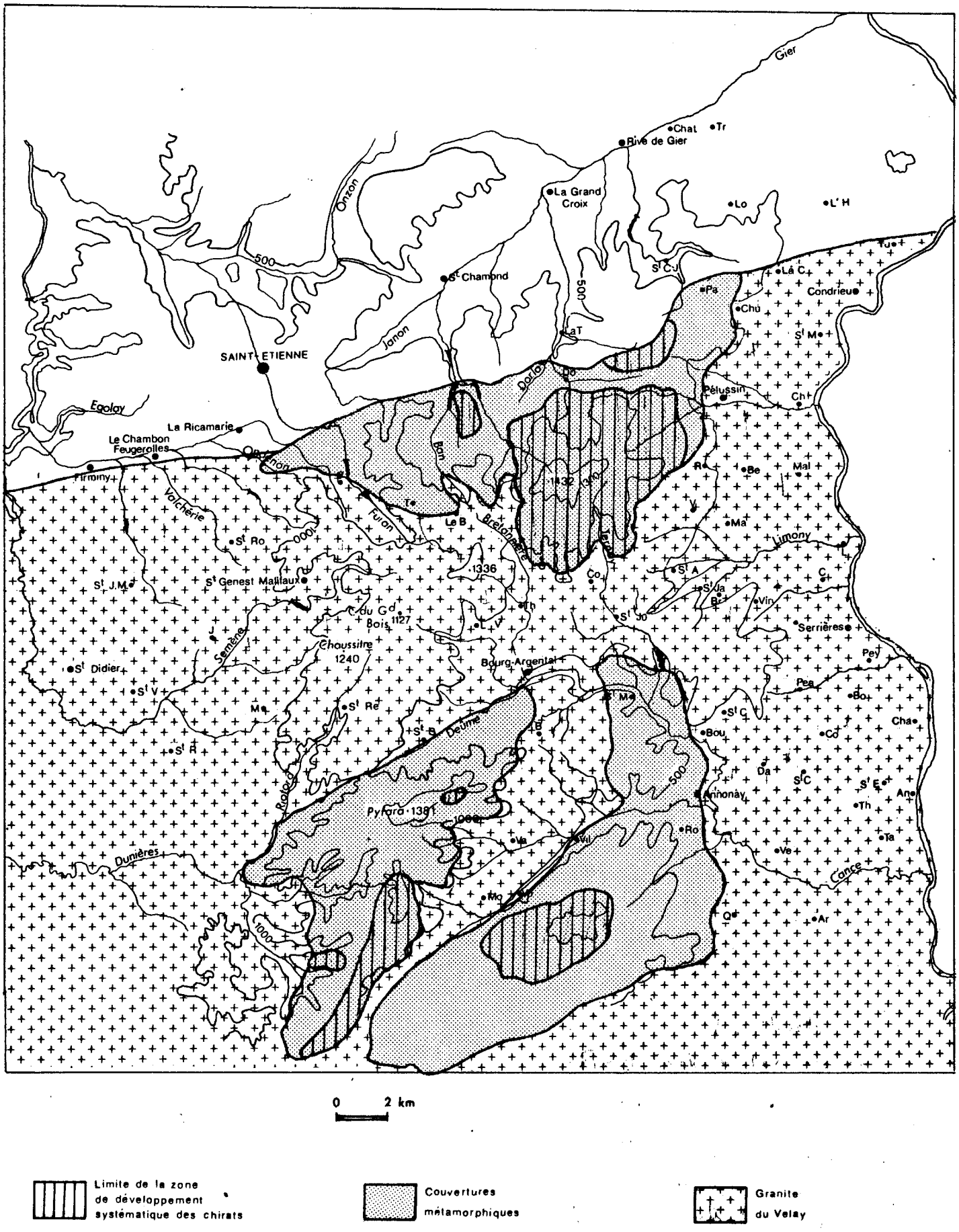


Fig.8.1. LES CHIRATS : LOCALISATION

auteurs allemands nomment Blockströme ou Blockmeeren.

Les secteurs où les chirats sont connus apparaissent nettement circonscrits: d'une part sur la vaste zone métamorphique du Pilat entre le Bessat et Pélussin se situe la plus grande concentration de ces chirats; une autre zone se développe autour du Massif du Felletin au Sud du col de la Charousse; elle s'étend jusqu'au massif des Vents entre la Cance et l'Aÿ et se prolonge jusque vers La Louvesc.(Fig.8.1)

Cette répartition montre bien entendu une localisation préférentielle dans les secteurs de couverture métamorphique: mais ni la synforme de Toussieu, ni celle du Pyfara n'en sont pourvues. Si on peut invoquer l'altitude insuffisante dans le cas de la première, cet argument ne peut être retenu dans la seconde qui culmine à 1381 mètres d'altitude. On n'en connait pas davantage dans le Forez à l'exception de deux: le premier, mal venu et de faible extension, couronne le signal de Glizieux à Roche-en Forez, dans les leucogranites alcalins; le second, groupe beaucoup plus vaste, s'étend vers 1000 mètres d'altitude sur les versants au Nord et à l'Ouest au-dessus de Vollore-Ville dans les aplites.

Les autres formations à blocs connues en Forez sont de banales formes d'éboulement sous des chicots ou des corniches qui n'ont pas l'ampleur ni les caractères des chirats et ne méritent pas d'étude particulière.

Ainsi présentée, la multiplicité des chirats dans le massif du Pilat permet de poser, outre le problème délicat de leur dynamique, celui de leur répartition: doit-on seulement considérer leur existence comme due à des particularités morphologiques du massif (et l'on pense immédiatement au grand développement de la couverture métamorphique de gneiss leptyniques) ou traduisent-ils des milieux morphoclimatiques originaux pendant les périodes froides ou seulement une partie de celles-ci.

1. REPARTITION ET PHYSIONOMIE DES CHIRATS.

Les chirats présentent une grande variété tant dans les formes qu'ils développent que dans les situations qu'ils occupent sur les versants. De plus, leurs rapports avec les autres formations de versants sont souvent complexes et obscures fréquemment d'observation difficile faute de coupes.

1.1. DES FORMES DIVERSES

Une première distinction doit être faite entre les chirats d'interfluves comme le Grand Chirat qui naît au Nord-Ouest de la jasserie du Pilat à 1400 mètres d'altitude et les chirats de talweg comme ceux de la vallée de Doizeu.

Les chirats d'interfluve prennent naissance sur une convexité sommitale et se déploient le long de la pente en un vaste tablier de blocs qui recouvre la totalité du versant entre deux talwegs.

S'amorçant brusquement au détour d'un chemin où apparaissent entre les arbres les premières traînées de pierres, le Grand Chirat est une véritable cascade de blocs: une accumulation de blocs métriques mais dont les plus vastes dépassant quatre ou cinq mètres de long, atteignant parfois dix, descend jusqu'à 850 mètres d'altitude; ce tablier présente un profil accidenté de nombreux ressauts telles de gigantesques marches d'escalier. Il est également troué de pointements rocheux en place et de corniches qui l'interrompent surtout dans sa partie inférieure; cette disposition suggère que les ressauts sont en grande partie d'origine structurale. Cette pente irrégulière qui s'accentue donc fortement sous les corniches enfouies oscille autour de 20°. Le profil en travers de ce chirat reste le plus souvent convexe.

Des formes analogues se retrouvent sur tout le versant septentrional du massif du Pilat; dans le massif du Grand Felletin, la physionomie est comparable et le Chirat Blanc est l'exacte réplique du Grand Chirat aux pointements rocheux près.

Toute différente est la physionomie des chirats de talweg: ils sont étroitement localisés en forme de rivières de pierre dans les vallons élémentaires.

Un bon exemple est fourni par le chirat de Maupas, situé dans un vallon affluent du Dorlay aux Scies à seulement 900 mètres d'altitude. Le repérage des limites exactes du chirat est délicate à effectuer en raison de la végétation; la colonisation de la formation à blocs par la forêt étant largement amorcée, les limites de cette dernière sont trompeuses et ne peuvent être retenues. Le critère topographique est tout aussi délicat à manier: le talweg est en forte pente (10 degrés) et peu dessiné; le chirat apparaît en continuité topographique avec le versant. Les blocs fossilisent un réseau ramifié de ravins entre lesquels des secteurs de roche en place ou de formations emballées de fines apparaissent. Le profil en long est rectiligne et le profil en travers concave, les blocs les plus gros se situant dans l'axe du vallon.

Ce type de chirats forme de longues trainées sur les versants, certains se suivant du sommet de l'Oeillon jusqu'à la route forestière de Roisey sur le versant dominant Pélussin; ils se distinguent généralement par la grande régularité de leur profil en long et les incertitudes de leurs limites latérales. Quelques uns

cependant ne présentent pas ces caractères notamment dans le vallon de Chaumienne (Fig. 8.2) où les contacts sont francs et le profil longitudinal à bourrelets.

Une dernière forme pourrait être celle des chirats en éventail comme à Combernaud (commune de la Valla-en Gier). De profil convexe, ils s'étalent en tablier autour d'un chicot ou d'un tor. Il s'agit très souvent d'un mince revêtement de blocs de l'ordre du demi-mètre ou du mètre. L'épaisseur ne devient notable, trois mètres ou plus, que localement comme le révèlent les coupes du chemin de Combernaud à Fluvieux.

On voit en effet la mince pellicule s'épaissir sans que la topographie de surface ne soit modifiée: dans certains talwegs, elle dépasse 4 mètres; la surface s'accidente alors de replats et de bourrelets transversaux, la taille des blocs s'accroît notablement. Le fait est bien visible dans le talweg descendant de la Croix du Sabot au-dessus du hameau de Combernaud. En profondeur, la teneur en fines s'accroît progressievement.

Des formes variées apparaissent donc sans que cette variété masque les caractères communs à tous les chirats recensés dans le massif. Elle se retrouve dans la façon dont ils prennent naissance sur les sommets

1.2. L' AMONT DES CHIRATS.

La nature du matériel de la couverture métamorphique du Pilat où dominent les gneiss leptyniques divers et sa disposition structurale stratoïde favorisent la multiplication des corniches rocheuses dans le massif.

Or l'association corniche sommitale-chirat en contrebas est tout-à-fait exceptionnelle et ne se trouve que pour des chirats d'extension réduite; le plus souvent d'ailleurs c'est de tors plus que de corniches qu'il faut parler. L'exemple du chirat de Graix, sur le versant méridional entre la Bétonnière et le Parenne est là pour le confirmer: l'écroulement d'un filon particulièrement résistant nourrit un tablier de blocs qui s'étale jusqu'à la Bétonnière. Il s'agit davantage d'un éboulement banal que d'un véritable chirat mais les formes de transition sont nombreuses.

Sur la totalité des chirats recensés, dix seulement prennent naissance au pied de véritables corniches et ce sont fréquemment les plus petits et les moins développés. Parfois, il n'existe plus de corniche dans la topographie, mais simplement ue trainée de blocs parallèle aux courbes de niveau qui jalonne l'emplacement d'une corniche totalement ensevelie sous ses propres débris: mais

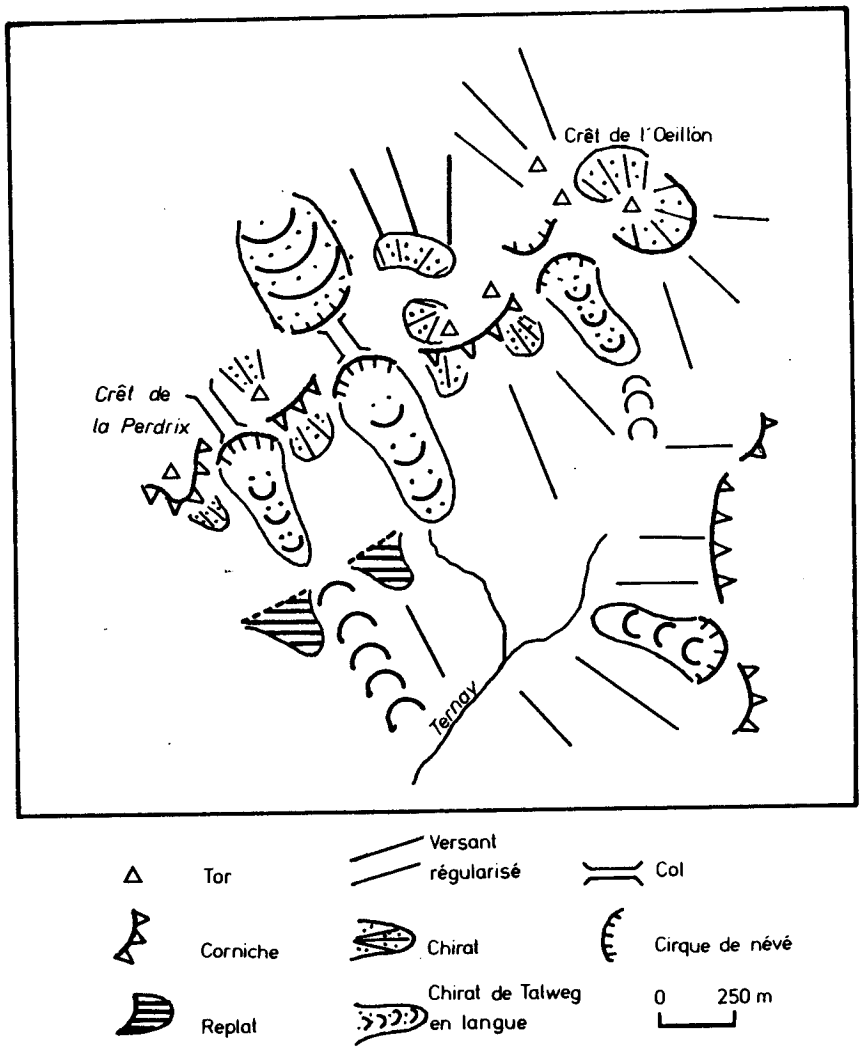
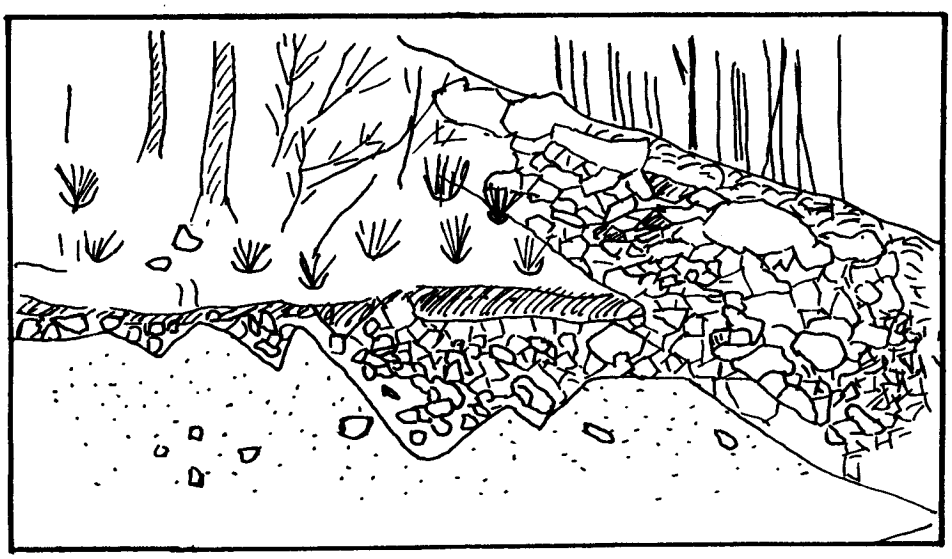


Fig. 8.2. LES CHIRATS DE L'OEILLON ET DE LA PERDRIX



Recouvrement d'arènes remaniées

Chirats

Fig. 8.3. LE CHIRAT DE COMBERNAUD

là aussi, le chirat ne prend aucune extension dans le sens de la pente et on peut dire qu'il se résume à un mince ruban de blocs sur un affleurement de roche en place. Corniche et chirat ont donc tendance à s'exclure mutuellement.

L'exemple le plus didactique de cette situation se trouve entre le Crêt de Bote et le crêt coté 1390 mètres flanqué du pylone hertzien des télécommuniccations: l'alignement de blocs en guise de chirat avorté n'est qu'un mince recouvrement au-dessus d'une corniche enfouie de leptynites. (Fig.8.2)

Dans la majorité des cas, comme l'avait remarqué L. GRUNER (1857), les chirats naissent immédiatement sur la crête, sur une pente faible et se développent tout au long de la convexité sommitale; c'est un dispositif très fréquent, en éventail autour d'une croupe.

La confirmation de ces remarques peut-être trouvée dans la plupart des cols de la ligne de crête entre les sommets de la Perdrix et de l'Oeillon: **les chirats naissent au droit des cols, là où précisément disparaît la corniche, dans les secteurs modelés par la nivation; ils se développent et s'élargissent en contrebas. En revanche, entre les cols, là où la corniche est vigoureuse, les blocs sont rares et les clapiers restent toujours plus larges que longs; ils ne s'étendent pas vers l'aval et ne forment qu'une étroite bande de blocs parallèle aux courbes de niveau.**

1.3. L'AVAL DU CHIRAT ET SES BORDURES LATERALES.

Topographiquement, le chirat se termine soit en continuité avec un versant régularisé de type périglaciaire, soit par un bourrelet haut de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Ce dernier cas, le plus rare, est bien représenté au chirat de Chaumienne. La situation la plus générale est l'absence de contact topographique visible entre les deux formations: le chirat se situe dans le plan topographique du versant et la transition est insensible.

Dans cette situation, seules les coupes permettent de préciser les faits et d'envisager les rapports qu'entretient le clapier avec le versant régularisé d'arènes remaniées.

1.3.1 Les observations des coupes.

Le chirat de Fauchara est abondamment recoupé par les routes forestières de Roisey et Pélussin à l'Oeillon. Elles montrent un passage progressif entre

la formation d'arènes remaniées et le chirat.

Les blocs dessinent des ravins plus ou moins profonds qui passent latéralement par un enrichissement en fines à l'arène à blocs. Le clapier s'amincit vers les bords du ravinement, ne laissant sur les marges qu'une mince pellicule de blocs. Là où il est le plus épais, un enrichissement progressif en fines est sensible dès la profondeur de deux ou trois mètres. Ces fines se composent essentiellement de sables et de limons.

La diminution de la taille des blocs en profondeur est très rapide: dès 2 mètres, la taille médiane se situe à 20 ou 25 centimètres de longueur au lieu du mètre en surface; l'homogénéîté des blocs est surtout très remarquable; cette constatation rappelle les observations en Arctique de Y. DEWOLF (1969) sans pour autant préjuger de ses conclusions dynamiques.(3)

La nature pétrographique des blocs est la même dans l'arène et le chirat, des gneiss médians à faciès leptynique oeillé.

A La Fauchara, les conclusions des observations ne permettent pas, tant en raison de la nature des contacts que de la pétrographie, de dissocier génétiquement le chirat de l'arène remaniée à blocs.

D'autres exemples en revanche, conduisent à la conclusion contraire: le chirat de Combernaud et le chirat de Chaumienne.

Le chirat de Combernaud dont la topographie de surface a déjà fait l'objet d'une description, est recoupé par un chemin dans toute sa largeur. Exposé plein Nord sur une pente de 10 à 12°, il présente une épaisseur variant de quelques décimètres -simple lit de cailloux- à plus de 6 mètres dans les vallons où les bourrelets transversaux se multiplient.(Fig.8.3)

Les coupes révèlent, mieux qu'ailleurs, la diminution de la taille des blocs, de la surface où ils dépassent le mètre et souvent davantage, vers l'intérieur: à un mètre sous la surface, ils dépassent rarement quinze centimètres de grand axe.

La formation dépourvue de fines en surface, s'enrichit en sables et en limons dès 40 centimètres parfois, mais à plus grande profondeur souvent; les blocs conservent cependant dans cette partie inférieure leur forme, leur disposition, leur encastrement: la matrice n'est qu'un mince liant.

A la base, le contact avec l'arène à blocs est visible; il est jalonné par un changement de la couleur de la matrice qui, de brun-noir passe à un ocre, puis à un beige franc; comme l'a remarqué J.P. LEGROS (1975), les sols sous chirat sont très souvent podzolisés à cause du caractère filtrant de la formation.

Les blocs diminuent brusquement en fréquence et la part de la matrice s'accroît. Ils sont de plus grande taille que dans la base du chirat et se disposent à plat, le grand axe dans le sens de la pente, ce qui n'est jamais le cas dans la formation du chirat. Leur forme est enfin franchement anguleuse alors qu'à la base du chirat, on observe courramment **un émoussé de friction des blocs les uns contre les autres rappelant certains émoussés morainiques.**

---

(3) Y. DEWOLF comme beaucoup d'autres auteurs attribue à la gélivation des blocs en profondeur la diminution de leur taille. cf infra.

Il existe donc des différences sensibles entre la structure du chirat et de l'arène à blocs: il n'existe cependant aucune ligne susceptible de matérialiser un quelconque plan de glissement entre les deux formations: tout au plus, peut apparaître une ligne de blocs à plat jalonnant le contact ou localement une argilification plus sensible de la matrice.

Le chirat de Chaumienne illustre lui aussi les rapports entre les clapiers et les arènes à blocs. Bien qu'il n'existe pas de coupe satisfaisante, le chirat apparaît comme nettement allochtone dans sa partie aval: un vallon affluent du Ternay se développe dans les séries inférieures de la couverture métamorphique, anatexite claire de base notamment et surtout dans les anatexites sombres du substrat dans la partie inféieure de son cours. Les versants de ce vallon sont recouverts de banales formations d'arènes remaniées à blocs dans ce matériel. Le chirat se moule dans l'axe du talweg et vient se terminer à quelques centaines de mètres de la route D.63 par un bourrelet raide, haut d'une quinzaine de mètres.

Le matériel qui compose le chirat provient des crêtes qui, à l'amont, ferment le talweg traduisant un indiscutable apport longitudinal: les blocs sont constitués des séries supérieures de la couverture, gneiss leptyniques médians notés sur la carte géologique de Saint Etienne. Il y a là un recouvrement des formations de versant par le chirat sans mélange.

1.3.2. Conclusion des observations

Les observations des coupes ne permettent pas de conclure de manière certaine: les rapports qu'entretiennent chirats et formations de versant sont ambigües. Il faut surtout mettre en évidence les éléments qui suivent:

* *il n'existe pas, visible sur les coupes, de rupture nette entre le passage du chirat à l'arène à blocs;*

* *ce passage s'effectue par un simple enrichissement en limons progressivement dans la matrice et parfois par un niveau compacté argilo-limoneux;*

* *les nuances pétrographiques peuvent exister entre les blocs du chirat et de l'arène remaniée à blocs: ces nuances sont décelables à l'oeil nu à Chaumienne, mais à Combernaud, les lames minces taillées dans les blocs des deux formations montrent des différences sensibles*

Les blocs du chirat présentent une structure homogranulaire, nettement cloisonnée par le quartz en petits cristaux xenomorphes engrenés. Les orthoses très abondantes, sont de grands individus subautomorphes, souvent fissurés et à nombreuses inclusions. Les plagioclases automorphes sont sains et riches en anorthite (85%). La biotite très pléochroïque se compose de lames saines et de forme carrée. Les muscovites sont des lamelles déchiquetées et noyées dans le quartz.

Dans l'arène limoneuse, la structure est plus nettement orientée, notamment par les micas et les quartz. Ces derniers présentent les mêmes formes

que dans les blocs du chirat mais ils sont beaucoup plus nettement étirés en bordure des lits de biotite. Les orthoses, plus petites, forment nettement des yeux autour desquels se moulent les autres minéraux. Les plagioclases sont plus nombreux que dans les blocs du chirat: ils se présentent en lames perthitiques assez rarement, plus fréquemment en plages très altérées aux macles difficilement reconnaissables, brisées par des fissures emplies d'argile.

Les biotites sont rares, petites, déchiquetées, étirées le long des plages de quartz. La muscovite est plus abondante.

Même s'ils appartiennent tous deux aux formations dites des gneiss leptyniques médians de la couverture métamorphique, les blocs du convoi et du chirat se distinguent nettement par les différences de composition minéralogique et de structure: la richesse plus grande en biotite des blocs de l'arène incline à désolidariser les formations.

** l'état du matériel est différent: nettement sain au niveau du chirat, il montre dans l'arène, une exsudation du fer des biotites; la moitié des blocs sont fragilisés au point de se casser au premier choc du marteau révélant les fissures nombreuses remplies d'argile. Ces marques d'altération visibles macroscopiquement complètent les observations microscopiques sur lames.*

1.3.3. Interprétation des rapports dynamiques entre l'arène et le chirat.

Les rapports entre les chirats et les arènes à blocs sont difficiles à cerner: nulle part, un contact franc n'est bien visible sur les coupes: il y a toujours une zone plus ou moins épaisse en transition même si le chirat repose sur l'arène par un contact de type "ravinant".

L'interprétation dynamique de ces observations peut être double.

Une première interprétation consiste à lier génétiquement et chronologiquement le chirat et l'arène à blocs. Le chirat et le remaniement des arènes sont contemporains: le chirat n'est qu'un faciès de surface d'une même formation de versant. Cette thèse ne préjuge en rien de la dynamique propre du chirat. Elle s'accorde aussi bien avec la thèse d'un lavage de surface des fines qu'avec l'absence de fines dès l'origine.

Une seconde interprétation consiste à faire de l'arène remaniée et du chirat deux formations dynamiquement et chronologiquement indépendantes: le second recouvre un versant d'arènes remaniées stabilisées.

Les coupes de Fauchara inclinent plutôt à envisager la première hypothèse, comme celles du versant nord de la roche des Vents; celles de Combernaud ou

de Chirat Rochat, ouvertes récemment, sans les contredire formellement, s'accordent mal avec un certain nombre de faits, dont les nuances pétrographiques et la fragilisation du matériel dans l'arène. Même si cette dernière ne provient que de l'effet de compresse autour des blocs noyés dans l'arène et ne traduit pas obligatoirement une longue période d'altération avant l'arrivée du chirat, elle reste imcompatible avec un déplacement contemporain de l'arrivée du chirat: tout déplacement de l'arène à ce moment aurait provoqué le broyage des blocs altérés et à fortiori des fantômes là où il y en a.

A ce stade de l'étude, il n'est pas possible de trancher définitivement; l'étude de la dynamique du chirat permettra de cerner quelque peu le problème, mais surtout, seule une réflexion générale sur la dynamique gélifluidale de l'arène sous tous ses aspects permettra de préciser si l'absence de plan de glissement entre le chirat et l'arène a une signification dynamique.

2.ETUDE STATISTIQUE DE LA REPARTITION DES CHIRATS.

Un inventaire complet de tous les chirats des massifs de la bordure vivaroise a été mené par photo-interprétation. 51 chirats ont été ainsi recensé puis visités, qui se répartissent en deux lots distincts (Fig.8.1)

- un premier, fort de 33 unités, centré sur le massif du Pilat;
- un second presque aussi important en nombre, de 18 unités dans les secteurs du Grand Felletin et de la Louvesc.

Les caractères des deux lots sont suffisamment semblables pour qu'une étude commune leur soit consacrée: quelques remarques générales sont cependant nécessaires en préambule.

2.1. LE ROLE DE L'ALTITUDE ET DE L'EXPOSITION.

Le tableau récapitulatif des chirats dressé en fonction de leur altitude et de leur exposition montre qu'il existe partout une altitude minimale en-dessous de laquelle les chirats n'apparaissent pas. Cette valeur est de 800 mètres environ; la seule exception est le chirat de Combernaud décrit plus haut à la Valla-en Gier, très bas, mais situé en exposition nord, sur le flanc nord du plus septentrional des massifs au-dessus du Jarez, dans un micro-milieu particulièrement rigoureux encore de nos jours.(Tab. 1&2)

Exposition / Altitude	N	N.E	E	S.E	S	S.W	W	N.W	Total
Inférieure à 1000m	0	2	2	0	1	0	2	2	9
1000 à 1200 m	2	1	2	0	0	1	2	4	12
Supérieure à 1200m	0	1	0	6	2	0	0	1	10
Total	2	4	4	6	3	1	4	7	31

Tab. 8.1. EXPOSITION DES CHIRATS EN FONCTION DE L'ALTITUDE

Altitude et exposition	- de 1000 m		1000 à 1200 m		+ de 1200 m		Total
	W à NE	SW à E	W à NE	SW à E	W à NE	SW à E	
Eboulis de gravité	1	0	5	2	1	0	9
Coulées de blocs	4	2	1	1	0	2	10
Eboulis gélifluants et glaciers rocheux	0	1	3	0	1	6	11

Tab. 8.2. REPARTITION DES TYPES DE CHIRATS SUIVANT L'ALTITUDE ET L'EXPOSITION

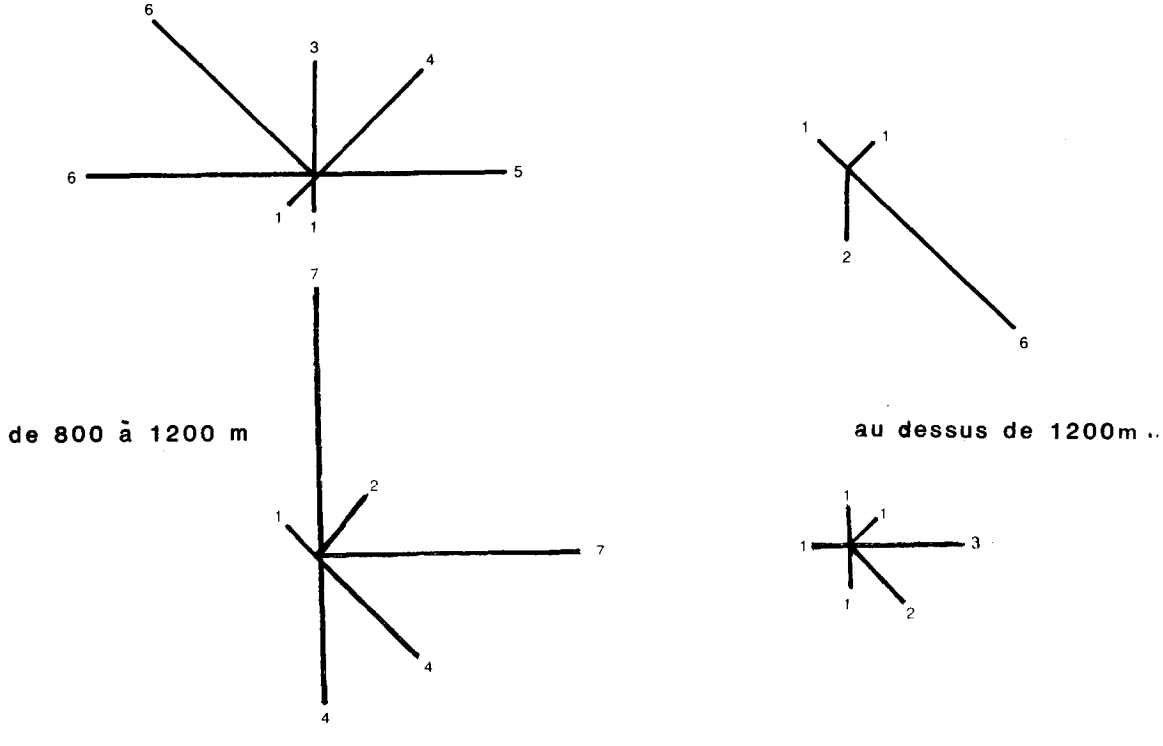


Fig. 8.4. EXPOSITION DES CHIRATS

Cette remarque faite, les chirats sont également répartis en trois tranches d'altitude, de 800 à 1000 mètres, 1000 à 1200 et au-dessus de 1200 mètres. Cependant en valeurs corrigées de la surface à chacune des altitudes concernées, on peut conclure à une augmentation de leur nombre avec l'altitude.

Une division de la rose des vents en deux parties montre la part privilégiée des orientations de l'Est au Sud-Ouest qui regroupent les deux tiers des effectifs; l'orientation au Nord et à l'Ouest semble nettement moins favorable. Cette remarque prend tout son poids aux altitudes supérieures au-dessus de 1200 mètres où il n'existe que 3 chirats dans l'hémisphère Nord-Ouest contre 13. Aux altitudes inférieures en revanche, le secteur nordouest l'emporte avec 20 chirats contre 17. A ces altitudes, les orientations méridionales sont pratiquement absentes.

Il y a donc autour de 1200 mètres, une modification majeure de l'influence de l'exposition. En dessous de cette limite, le site d'ubac est, semble-t-il, le plus favorable: une plus longue couverture de neige, une fonte ralentie, permettant la persistance de névés tardifs peuvent être un élément d'explication; en revanche, au-dessus de 1200 mètres, l'effet d'abri de la montagne qui ne culmine guère au-dessus de 1350 mètres s'efface et le plus fort enneigement du versant méridional sous le vent contrarie l'insolation plus grande.

La répartition globale des orientations, toutes altitudes confondues, a une signification assez faible; elle risque de cacher l'élément essentiel qui est la substitution d'orientations en Ubac aux basses altitudes à l'orientation sous le vent aux altitudes plus élevées: ainsi apparaît bien l'importance de la couverture neigeuse et son rôle dans le développement des chirats en commandant le processus de gélivation des blocs.

Dans les deux lots, la répartition est assez voisine et ne présente pas de grandes variations par rapport à la situation moyenne.

L'étude du diagramme établi pour les chirats du Pilat montre la même répartition altitudinale égale pour les différentes tranches. L'orientation à l'Est et au Sud-Est est majoritaire ici aussi, mais moins nettement que précédemment; elle ne l'est vraiment que dans la tranche altitudinale supérieure avec 6 des 10 chirats recensés. En revanche, les orientations au Nord-Ouest sont bien représentées surtout aux altitudes moyennes et inférieures, puisqu'elles l'emportent globalement sur la direction diamétralement opposée.

Le diagramme des chirats du Felletin se distingue plus nettement de la moyenne par l'absence presque totale de chirats dans le quadrant ouest: deux unités sur 18 sont reprérables. Les autres caractères sont semblables.

Pour une part, la fréquence des chirats reflète la fréquence des pentes

aux différentes expositions; autour du Crêt de la Perdrix, les orientations dominantes sont le Nord-Ouest et le Sud-Est; dans le Felletin, les pentes à l'Ouest sont presqu'inexistantes.

2.2. LE ROLE DE LA PETROGRAPHIE.

Dans les deux lots, l'étude statistique a permis de préciser, pour chaque individu, la nature pétrographique des blocs par référence à la dénomination des cartes géologiques; bien souvent, l'étude de lames taillées dans les blocs a été nécessaire pour lever les imprécisions fréquentes dues aux ressemblances des divers faciès.

La littérature classique lie l'existence des chirats au gneiss oeillé. Cette affirmation mérite d'être nuancée en raison d'une part, de la grande variété de la couverture métamorphique, et d'autre part, de l'existence de chirats dans les anatexites.

Le tableau suivant présente les résultats de l'étude pétrographique.

Pétrographie	Secteur Nord	Secteur Sud	Total
Micaschistes	6	0	6
Gneiss leptynique	11	8	19
Anatexites claires	13	7	20
Granites à deux micas	1	0	1
Granite de couverture	1	2	3
Granite sombre	1	1	2

Tab. 8.3. PETROGRAPHIE DES CHIRATS

L'examen de ces données montre une part importante des chirats de micaschistes qui présentent un habitus un peu particulier: presque tous sont localisés en talweg et s'assimilent à des langues de blocs dans les vallons.

Sur l'ensemble, les faciès clairs sont les plus représentés: dans ce lot, les faciès inférieurs, anatexites et granites l'emportent sur les gneiss leptyniques. Les chirats ne sont cependant pas totalement absents du substrat sombre puisque deux exemplaires s'y développent et curieusement dans les faciès les plus hétérogènes et les plus sombres. Enfin, le granite à deux micas est le granite

intrusif qui dérive probablement des leptyniques et a une composition assez voisine.

On retiendra la grande variété des faciès où les roches feldspathiques dominent; cette variété est suffisamment grande pour que soit posé le problème-clé de l'existence des chirats: le facteur pétrographique doit-il être considéré comme primordial dans leur développement? La minéralogie n'entre pas seule en ligne de compte et la structure de la roche a une place peut-être aussi importante.

On rejoint par là le problème plus général du comportement des roches granitoïdes en milieu froid, problème qui a été évoqué à propos des tors et des corniches et qui se pose à nouveau ici. Seule une étude systématique des problèmes de la gélivation des granites et des formations métamorphiques pourra éclairer leur comportement.

3. LA DYNAMIQUE DES CHIRATS.

La mise en place des chirats pose deux problèmes qui seront nettement distingués par souci de clarté mais qui sont évidemment liés: le premier est l'origine des blocs, le second leur descente sur le versant et leur étalement en vastes tabliers.

Ces deux questions ont été abordées par de nombreux auteurs étrangers à propos de formes similaires dans les massifs anciens d'Europe Centrale voire d'autres continents. Un rappel des résultats acquis s'impose avant de discuter les thèses en présence pour expliquer la dynamique des chirats.

3.1.LA DYNAMIQUE DES FORMATIONS A BLOCS : RAPPELS.

Les chirats rappellent en effet les formations à blocs décrites dans les massifs anciens d'Allemagne ou d'Europe Centrale sous les noms de Blockmeeren ou Blockströme.

Par Blockmeer, il faut entendre des accumulations de blocs sans fines sur des sommets ou des versants. Certains chirats allongés dans des talwegs se rapprochent plutôt des Blockströme qui se définissent comme des rivières de pierres, les stone runs de N. CAINE (1968).(4)

La première synthèse est celle de SCHOTT (1931). Ce dernier admet

---

(4) Terme utilisé pour la première fois par GOETHE dans ses Annalen (1820) et repris depuis par tous les auteurs.

que les Blockmeere sont des formes d'altération soit mécanique soit chimique. Il considère que l'agent d'exportation des matériaux fins est l'eau courante, et que l'apparition des blocs en surface résulte d'un lavage. La mise en place des Blockmeere remonte aux périodes de climat périglaciaire en Europe, et dans la plupart des cas, le déplacement des blocs a pu être notable (jusqu'à deux kilomètres).

Depuis ces travaux où est affirmée la théorie du lavage des fines qui aura un grand succès, de nombreux auteurs ont décrit d'autres exemples comme J. BUDEL (1937), F. FEZER (1953), F. FLOHR (1934), J. HOVERMANN (1953), H. MORTENSEN (1932)...

La discussion entre ces auteurs porte essentiellement sur la part qu'il convient d'accorder à une éventuelle altération tertiaire, ou de la gélivation dans la fourniture des blocs, et sur l'importance du déplacement des blocs.

La formation des Blockströme suscite davantage de controverses: si tous les auteurs sont d'accord pour lier ces formes à des vallées, les uns laissent une grande part au ruissellement et au lavage par les eaux de fonte de la neige, d'autres comme FEZER voient dans les langues de blocs l'effet de la gélifluxion ou comme SCHWEIZER (1968) des formes assimilables aux glaciers rocheux (5).

L'ensemble de toutes ces interprétations a été discutée par H. WILHELMY (1974) dans un article récent. Ce dernier résume la formation des Blockmeere en trois points:

- une phase d'altération tertiaire sous climat chaud et humide fait progresser le front d'altération en profondeur laissant des blocs nageant dans l'arène (= Schwimmenden Wollsackblocken).

- en milieu périglaciaire, lors des crises climatiques pléistocènes, l'ensemble des blocs emballés dans une matrice fine limoneuse est entrainé vers les pentes et les vallées par solifluxion.

- au Post-glaciaire, lavage des fines et libération des blocs; dans certains cas, ce lavage peut faire suite aux déboisements du Moyen-Age et donner naissance à des Blockmeere sub-actuels. Sous la couverture forestière, existent beaucoup de Blockmeere potentiels susceptibles d'être exhumés.

On retiendra surtout la nécessité de bien dissocier la phase de formation des blocs qui peut être ancienne, (Blockbildung) de celle de l'exhumation (Blockmeerentstehung), récente, et qui ne s'accompagne pas d'un déplacement des blocs.

3.2. L'ORIGINE DES BLOCS.

Deux hypothèses peuvent être envisagées pour comprendre la fourniture en gros blocs et en blocaille. La première conduit à interpréter les blocs comme

(5) Au sens de Blockgletscher.

le résultat de la gélivation d'affleurements rocheux en ambiance froide; la seconde fait des blocs le reliquat d'une altération ménagée de nature chimique, débarrassé ultérieurement de son manteau de fines conformément au modèle retenu par les auteurs allemands.

La distinction entre les deux origines est délicate: le critère de la forme des blocs est en effet aléatoire; les angles vifs s'émoussent rapidement en profondeur et même en surface dès que les lichens s'installent. En surface, les blocs sont toujous anguleux dans le Pilat: on ne trouve pas l'émoussé classique des boules du granite mais il est vrai que les gneiss leptyniques ont une texture orientée.

La gélivation de matériel frais s'impose dans tous les cas où les chicots ou corniches couronnent le chirat comme à Saint Sabin. On voit nettement au pied de la chapelle les blocs disloqués s'empiler dans des couloirs de gélivation et surcharger le chirat à l'amont. Les quartiers de roche conservent leurs angles vifs dûs au réseau de diaclases. Le matériel est ici constitué par les anatexites claires de base, un granite assez grossier et riche en micas blancs.

En l'absence de corniche ou de tor, le doute peut subsister. Mais dans le cas de la couverture métamorphique où tous les niveaux sont des roches claires qui se trouvent en position dominante précisément en raison de leur résistance à l'altération chimique, il paraît difficile de ne pas donner à la gélivation de matériel frais la plus grande part de la fourniture des blocs. Le fait est d'autant plus plausible qu'en raison de la vigueur des pentes, les affleurements de roche en place sont assez nombreux; nulle part en effet, il n'existe sur les gneiss leptyniques de manteau comparable à celui des granites.

Il faut rappeler comme argument supplémentaire, quelle est la position géomorphologique de cette couverture. Indépendamment de son comportement à l'érosion, **elle se trouve en position dominante au-dessus de la surface sommitale (6).** Depuis l'Oligocène, elle forme un inselberg pourrait-on dire, situation qui est plus propice à une attaque par ravinement avec un système de pentes non négligeables qu'à une arénisation selon le principe bien connu de l'immunisation des pentes raides.

3.3 L'ETALEMENT DES BLOCS SUR LE VERSANT.

La progression des blocs sur le versant est indéniable dans la plupart des cas: les accumulations de blocs in situ sont rares. Dans quelques lieux propices au développement des phénomènes de nivation sur la ligne des crêtes, notamment au droit des cols, les accumulations peuvent résulter du lavage d'un manteau d'altération par les eaux de fonte et c'est en ce sens que la mise en place des Blockmeere est dite in situ par H. WILHELMY. Dans tous les cas, seul le lavage des fines est retenu pour expliquer l'exhumation des blocs.

---

(6) Cf Chap. 3.

Avant d'examiner si le processus invoqué pour la mise en place des Blockmeere peut être retenu pour comprendre la formation des chirats, il convient de faire deux remarques:

* la première concerne les similitudes de localisation: ce sont des formes d'altitude supérieure à 800 mètres dans l'un et l'autre cas; des formes développées, langues de talwegs ou tabliers largement étalés sur les versants; de la manière dont ils prennent naissance, rarement associés à des corniches mais développés aux convexités sommitales ainsi que le montrent les cartes détaillées dont on dispose pour le Harz et la Forêt Noire (F.FEZER,1953; J. HOVERMANN, 1949)

* la seconde concerne les différences dans l'environnement géographique des massifs: les pentes sont plus accusées dans le cas des massifs vivarois, le matériel n'y est jamais sédimentaire, l'héritage glaciaire y est pratiquement nul; il est vrai que les rapports entre les formations à blocs et les formes glaciaires ne sont pas envisagés dans les publications de FEZER et de HOVERMANN et que leurs cartes ne sont pas très explicites sur ce point. Or ce problème est d'importance car il faut expliquer comment des blocs dans des altérites tertiaires ont pu échapper au déblaiement glaciaire.

Encore s'agit-il fréquemment d'un manteau d'altération remanié par gélifluxion où des blocs gélivés des corniches se mêlent au résidu d'altération. La taille réduite de ces formations tout comme leur origine bâtarde exclut qu'on puisse les qualifier de Blockmeer.

Il faut se résoudre, le plus souvent, à envisager la descente des blocs sur les versants sur plusieurs centaines de mètres comme dans les chirats du versant oriental du crêt de l'Oeillon et du Felletin. Parmi les processus susceptibles d'expliquer cet étalement, deux méritent quelques développements.

Le premier consiste à voir dans l'étalement des blocs l'effet de leur chute par gravité un par un sur le versant. En se calant les uns sur les autres, ils donnent au chirat son profil irrégulier si caractéristique. Cette explication est suggérée par l'exemple de Saint Sabin où les blocs énormes issus de la gélivation des chicots sont empilés en chaos. Chaque hiver, quelques blocs se détachent encore et s'ajoutent à l'édifice. A l'aval, la pente diminue et provoque l'ennoyage des blocs dans l'arène: d'autres processus prennent le relais.

Il semble donc bien que les seuls effets de la gélivation et de la chute par gravité puissent suffire à donner naissance à certains chirats, que, sans réticence, il convient de qualifier d'éboulis malgré leur structure "open-work". Mais le caractère très particulier de ce chirat, la taille des blocs et la pente voisine de 45° dans sa partie amont ne permet pas d'envisager sans nuances d'étendre cette explication. Preuve en est donnée au Crêt de l'Oeillon. Par suite de la construction du relais de T.D.F. d'importants travaux de fondations ont amené le déblaiement d'importants volumes de blocs, de forme et de taille semblables au chirat sur lequel est construit l'édifice. La pente des déblais, pente de gravité, est beaucoup plus forte comme le montre la figure 8.5. dessinée d'après

photographie. Ces déblais sont pourtant en équilibre, le déplacement des pierres est facilement repérable grâce à l'absence de lichens. Il est donc exclu de faire de la gravité seule, le moteur prépondérant de l'étalement des blocs, sauf dans quelques cas où le chirat est en forte pente, surmonté d'une corniche.

3.3.1.L'action du lavage d'une coulée de solifluxion.

Une interprétation souvent avancée pour ce genre de formations est le lavage de coulées de gélifluxion banales. Détachés par le gel, les blocs tombent sur les formations de pente en transit. En raison de la lithologie, les blocs seraient ici particulièrement nombreux et volumineux. Le lavage des fines conformément aux interprétations des auteurs allemands, serait à l'origine de la structure ouverte actuelle.

Les coupes de la forêt de Roisey plaident pour cette interprétation. Le lavage n'apparaît que sur une faible tranche en surface et surtout il se fait préférentiellement dans l'axe des talwegs donnant au chirat un aspect de Blockstrom. Sur les bordures, le lavage s'est fait sentir sur une épaisseur insuffisante pour entraver la colonisation forestière.

Il n'y a pas dans ce cas, de différence de nature entre le chirat et le versant d'arène remaniée. Ce ne sont qu'une formation unique, ayant évolué différemment en surface et en profondeur; on peut suivre progressivement la transition entre l'une et l'autre forme. Les exemples les plus nombreux de cette dynamique sont dans les micaschistes. Il s'agit, au sens où l'entend J. TRICART (1967) de coulées de blocs. Le rapprochement s'impose également avec les stone runs des Falklands et d'Australie.

Aussi séduisante soit-elle, cette explication soulève plusieurs difficultés: si les chirats de talweg peuvent avoir été lavés par des écoulements aujourd'hui disparus, dans des conditions climatiques plus froides et plus humides, on ne peut retenir sans gêne la même explication pour les chirats en éventail formant saillie sur les versants.

3.3.2. L'enseignement de la disposition des blocs.

L'examen attentif des blocs des différents chirats, et notamment des *chirats de leptynites qui sont les plus nombreux et les plus épais, révèle que la* disposition des blocs n'est pas quelconque. Deux dispositions s'observent.

- **En surface,** des blocs isolés souvent instables sont posés à plat sur le chirat; très souvent, de maigres déplacements ou basculements surviennent d'un hiver à l'autre. Les plus petits peuvent même s'accumuler en un mince bourrelet en contrebas des congères qui se forment chaque hiver sur les chirats les plus élevés. Ces blocs libres conniassent encore des déplacements certes limités, mais actuels. Les plus petits se déplacent sous l'action des promeneurs et des troupeaux, les plus gros qui sont les plus nombreux et les plus stables peuvent basculer lors des tassements en profondeur; ils n'ont plus alors leur grand axe dans le sens de la pente comme c'est la disposition générale.

- **En profondeur,** la disposition est tout autre; les blocs ne sont pas libres mais encastrés les uns dans les autres. Leur grand axe n'est pas dans le sens de la pente mais perpendiculaire, contrairement aux versants d'arènes remaniées ou à beaucoup de formations de blocailles de type clapier observables dans d'autres massifs. Au lieu d'être posés à plat comme en surface, ils s'enfoncent verticalement dans la masse du chirat. Cette disposition est d'autant plus nette que les bourrelets sont plus marqués en surface.

La présence de bourrelets comme l'encastrement des blocs et leur direction sont incompatibles avec un processus de gélifluxion où des fines formeraient un liant comme sur les versants d'arènes remaniées. Un déplacement individuel des blocs est d'autre part exclu. En revanche, tous ces signes traduisent l'existence de tensions et de poussées dans la masse du chirat qui se comporte comme une masse cohérente malgré ses pressions internes.

Des observations semblables peuvent être faites dans les formations phonolitiques du Velay. P. BOUT (1953) propose une dynamique tout-à-fait semblable pour leur mise en place. C'est également à une dynamique voisine que songe B. VALADAS (1978 et 1984) lorsqu'il évoque les rivières de pierres du Velay oriental. Sans que dans la plupart des exemples, l'évolution ait été suffisamment poussée pour que l'appellation de glacier rocheux puisse être admise sans réserves, force est de constater qu'il existe une dynamique assez voisine entre ces deux types de formations.

3.3.3. Une dynamique complexe.

La topographie des chirats apparaît donc comme le résultat d'une **double dynamique.**

* **Une dynamique de fond qui assure la cohésion de l'ensemble de la masse des blocs, leur descente sur le versant,** secteur siège de nombreuses tensions se répercutant à la surface par des tassements et des bourrelets.

* **Une dynamique de surface où les blocs sont individuellement déséquilibrés par les tassements profonds** et accessoirement par les phénomènes de cryergie qui les retournent, où ils descendent dans les creux sous l'effet de la gravité, où ils s'accumulent en bourrelets à l'aval des plaques de neige glacée: ces blocs sont aujourd'hui libres et instables à la différence des autres, ils ne sont pas

encastrés. (Planches Photo.)

Les chirats apparaissent comme des éboulis complexes où les phénomènes de gravité jouent un rôle essentiel à l'amont mais sont relayés dans la partie médiane et en aval par des mouvements de masse. Le dégel estival permet la fonte de la neige qui recouvre l'éboulis en surface; associées aux pluies de l'été, cette eau regèle en profondeur au contact du permagel; l'excellente isolation thermique constitué par le matelas de pierres limite la tranche dégelée à quelque 40 centimètres d'épaisseur.

Cette glace de regel permet une cimentation efficace des blocs en profondeur en même temps qu'elle explique l'amenuisement rapide des débris par gélivation. A cette glace de regel peut s'ajouter, là où les conditions d'alimentation le permettent, au droit des cols bien exposés sous le vent dominant, de la glace de névé incorporée à l'éboulis par enfouissement progressif sous les blocs.

La surcharge de l'amont, l'humidité perpétuelle et la présence d'une discontinuité majeure au contact du permagel permettent d'envisager le fluage de l'ensemble de l'éboulis même si la teneur en fines est réduite. A la différence des phonolites qui en fournissent en grande quantité par gélivation, leurs proportions dans ce matériel gneissique reste toujours modeste et oblige à faire une grande part à la glace comme liant de l'éboulis.

Dans les talwegs les plus importants, à cause de bonnes conditions d'alimentation en neige et en cailloux, l'épaississement du chirat devient tel que la dynamique se développe très loin vers l'aval, canalisée par la topographie en une langue bien circonscrite. Alors seulement, on se trouve en présence de formes comparables à ce qui a été décrit au Mont Lozère par B. VALADAS et Y. VEYRET (1974) et pour lesquelles le terme de glacier rocheux peut être proposé. Une assez bonne illustration de ce phénomène est donnée à Chaumienne où l'ampleur du déplacement longitudinal, l'importance des bourrelets, le front raide du chirat en travers du vallon rappellent les formes de Salarial (Lozère).

Pour que cette évolution soit marquée, l'insuffisance de l'enneigement doit être compensé par un important effet de chasse-neige; seuls les sites sous le vent, au droit des cols, offrent des conditions satisfaisantes. La notion de situation-limite prend ici tout son sens.

L'exemple de Saint Sabin (Fig. 8.6) résume à lui seul la complexité dynamique des chirats: successivement, de l'amont vers l'aval, se succèdent divers

tronçons où l'emportent la gravité et le fluage. Sur les 600 mètres de dénivellation qui séparent la chapelle du bourg de Véranne se succèdent diverses dynamiques en fonction des conditions locales de pente et d'épaisseur de l'éboulis.

4. CONCLUSION: LA SIGNIFICATION PALEOCLIMATIQUE DES CHIRATS

La carte de localisation des différents types de chirats permet de préciser certains aspects de la géographie du froid dans le massif. Une répartition des différents types de chirats en fonction des données de l'exposition et de l'altitude apparaît.

Les éboulis de gravité surmontés d'une corniche rocheuse sont de préférence exposés au Nord. Le plus souvent, ils se situent en dessous de 1200 mètres car, au-dessus, d'autres processus prennent le relais.

Les coulées de blocs où les fines ont été lavées existent à toutes les altitudes mais l'orientation au Nord est dominante surtout aux altitudes inférieures. **Le lavage des fines semble s'exercer surtout en ubac:** peut-être faut-il voir là l'effet d'une fonte plus brusque et plus tardive de la neige lors du réchauffement estival alors que le versant en adret connaît une disparition plus progressive du tapis neigeux pendant les journées froides mais ensoleillées de l'hiver et du printemps où la sublimation peut être efficace. Des faits semblables ont été signalés dans le monde arctique (J. MALAURIE, 1968): ils ont dû fonctionner de manière encore plus efficace à nos latitudes où la dissymétrie de l'insolation est plus marquée. En exposition méridionale, les coulées de blocs se localisent aux seules zones où la suralimentation neigeuse était telle que des névés persistaient au coeur de la saison chaude. Ainsi s'explique l'association des courtes coulées de blocs avec les niches de nivation au droit des cols de la ligne de faîte.

Les chirats-éboulis fluant à coeur de glace sont localisés au-dessus de 1000 mètres en exposition nord, de 1200 mètres en exposition sud. Ils prennent une extension plus considérable sur les versants bien alimentés en pierraille, au Nord où ils couvrent des interfluves entiers. Sur le versant méridional, comme sur le versant oriental du Felletin et des Vents, ils sont assez nombreux mais en général assez courts sauf dans l'axe des vallons où **leur transformation en petits glaciers rocheux est possible au-dessus de 1200 mètres.**

Dans tous les cas, la signification de ces formes est assez claire: elle traduit une alimentation en neige suffisamment importante pour que celle-ci s'incorpore aux blocs, et un froid suffisamment rigoureux pour que la neige fondue en surface ***regèle et cimente les blocs en profondeur.*** *Cette dynamique suppose que le coeur de l'éboulis conserve des névés jusqu'à l'été sous la protection thermique des blocs de surface,* ***et l'existence d'un sol gelé de manière permanente à sa base.***

Les chirats évoquent donc un milieu à ***gélivation intense,*** *favorisée bien sûr par la nature lithologique du matériel. Ce froid s'accompagnerait d'****une relative sécheresse*** *qui pourrait expliquer plusieurs constatations:*

** la présence d'un pergélisol qui est incompatible avec une couverture nivale épaisse et continue du sol pendant l'hiver;*

** la dissymétrie des versants assez marquée qui s'interprète comme le signe d'un ensoleillement non négligeable avec de nombreuses journées de ciel clair.*

L'ambiguité fondamentale de la signification des chirats ne peut être levée à l'issue de ce seul chapitre. Sont-ils l'expression d'un comportement particulier des versants d'origine exclusivement pétrographique ou reflètent-ils un milieu morphoclimatique plus sec? S'il est certain que le premier facteur doit être pris en compte, le second ne doit pas être à priori écarté dans la mesure où les formations de gélifluxion à blocs sont souvent présentes sous les chirats. L'étude régionale peut seule lever ces incertitudes.

Chapitre 9
Les versants régularisés d'arènes remaniées

Le paysage des régions de socle est dominé par les formes de versant régularisé dès que l'on s'élève suffisamment en altitude en fonction du climat régional. Ce trait dominant du paysage dessine les grandes lignes du paysage entre les formes localisées dues à la nivation ou à la gélivation.

Sous ces versants régularisés, rectilignes, de pente variable dans une fourchette de 5-7° à plus de 20°, se cachent des formations de remaniement des arènes.

Dans tous les cas, la régularisation s'est effectuée dans les formations superficielles et non, comme dans le cas de versants réglés ou versants de RICHTER, dans le substrat rocheux. Il s'agit bien d'une surface d'accumulation et non d'une "surface d'érosion". Le terme de versant régularisé doit donc être retenu à l'exclusion du terme versant réglé.

Par leur extension, par leur signification géomorphologique, ces formations d'arène remaniée sont un des problèmes majeurs de la géomorphologie des socles cristallins en ambiance froide.

Leur étude s'avère du plus haut intérêt mais extrêmement délicate en raison des ambiguïtés de terminologie, de la variété des faciès, des positions parfaitement tranchées des auteurs qui se sont penchés sur ces questions.

1.DE L'ARENE EN PLACE AU RECOUVREMENT A BLOCS GENERALISE: PROBLEMES DE TERMINOLOGIE.

Le problème se situe au niveau du triptyque, arène en place, arène litée, convoi limoneux à blocs.

1.1. LES FORMATIONS A BLOCS.

Le terme de convoi limoneux à blocs a été utilisé pour la première fois par A. GODARD (1972) pour désigner les formations d'arènes remaniées qu'il décrit dans le Nord du Forez. Ce terme est repris par B. VALADAS (1975) pour désigner des formations à blocs, à matrice limoneuse voire sans matrice qui représentent, notamment dans le Cantal, les dernières manifestations d'origine froide enregistrées par les versants.

L'expression connaît ensuite une certaine fortune: elle est reprise par A. GODARD dans ses deux mises au point de 1975 et 1978, puis par la majorité de ses élèves, B. COQUE (1978), en Margeride notamment. D'autre part, R. LACOTTE (1978) tente une étude statistique des convois à blocs du Limousin, éludant ainsi le qualificatif limoneux.

C'est une position voisine qu'adopte J.C. FLAGEOLLET (1978) en parlant des formations à blocs. Constatant que la fraction sableuse est prépondérante dans ces formations, il précise que les expressions utilisées "formations limoneuses ou convois limoneux à blocs ne conviennent pas ici".(1)

L'expression se répand chez les géologues et les pédologues: P. AUROUSSEAU (1976) et J.P. LEGROS (1975). En revanche, P. CURMI (1980) distingue nettement "une couverture limoneuse" d'une "formation à blocs" selon le schéma suivant: au-dessus de l'arène "à structure conservée" et de l'arène fauchée se trouve sur les pentes fortes, une formation à blocs. C'est sur celle-ci (Fig. 9.1) que se trouve, en discordance, une formation limoneuse épaisse de 10 centimètres à 1 ou 2 mètres.

Dans une publication antérieure (B. ETLICHER, 1977) les termes de versant de gélifluxion à blocaille gélivée et de gélifluxion à boules avaient été proposés.

L'appellation de convoi limoneux à blocs a été très utilisée à la table

---

(1) Thèse page 238.

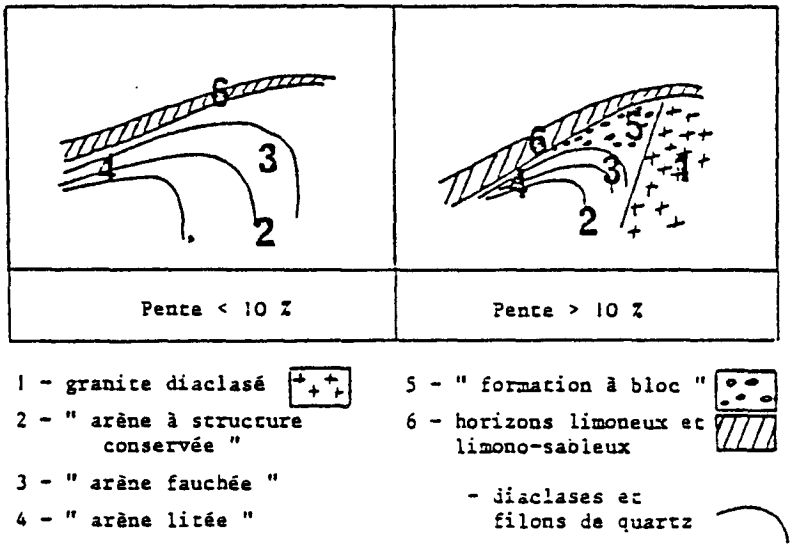


Fig. 9.1. TYPES D'ARENES REMANIEES D'APRES P. CURMI, 1980

ronde sur les versants hétérogènes (2): il fut cependant critiqué par plusieurs intervenants et le terme de Head lui fut parfois préféré.

Aucune de ces appellations n'est véritablement satisfaisante. La réalité des formations n'est pas véritablement appréhendée. D'autre part, le même terme désigne des choses différentes d'un auteur à l'autre, voire chez le même auteur.

L'appellation la plus couramment utilisée présente deux inconvénients graves: le premier est d'évoquer des formations ouvertes, open-work pour reprendre l'expression anglo-saxonne, sans fines, prêtant à de multiples confusions avec les auteurs travaillant dans d'autres matériaux que les roches plutoniques. Ils utilisent en général cette terminologie pour désigner des accumulations de blocaille que l'on rencontre dans des éboulis et des formations apparentées. Le second est de désigner sous le même nom des formations qui n'ont pas la même signification chronologique et génétique. L'exemple des convois du Limousin de R. LACOTTE (1976) et du Cantal de B. VALADAS (1975) en est l'illustration.

L'utilisation de l'expression **"arène remaniée à blocs"** ne présente pas ces inconvénients. Elle permet de mettre en évidence les deux composantes principales de ces formations. Les blocs sont la première composante: leur origine sera discutée plus loin; quelle que soit cette origine, la présence des blocs est le trait spécifique de ces formations. La seconde composante est la matrice où les limons ne sont qu'acessoires: J.C. FLAGEOLLET (1978) l'a bien montré,

(2) Tenue à Caen en Mars 1978. Publication des actes dans le n°24 du Bull. du Centre de géomorphologie du C.N.R.S.(1980).

ils ne sont jamais la fraction prédominante. L'essentiel reste la faction sableuse qui dérive de l'arène par remaniement suivant des processus à préciser. Le terme d'arène pouvant s'appliquer à toute roche grenue, susceptible de désagrégation, l'expression arène remaniée à blocs est licite sur tous les matériaux granitoïdes voire gréseux.

Toute confusion avec les dépôts open-work est ainsi écartée, qu'ils se présentent en minces convois sur les versants ou en vastes clapiers.

1.2. LES ARENES LITEES.

La confusion est tout aussi grande pour les formations d'arènes litées.

A. GODARD (1972) propose le terme d'arènes litées pour désigner des formations d'arènes où alternent des lits fins ocre-rouille, enrichis en limons et en fer, oxydés, et des lits grossiers sableux.

J.C. FLAGEOLLET (1975) propose une dynamique pour expliquer l'alternance des lits qui s'enracinent à l'amont dans l'arène en place: le fauchage au sens où l'entendent les géologues, c'est-à-dire un étirement horizontal des diaclases sous l'action de la descente sur le versant des horizons superficiels.

A. GODARD (1976) emploie le terme d'arènes fauchées pour désigner de telles arènes. Dans le même sens, les deux termes sont employés indifféremment par F. SEDDOH (1973).

On retrouve ces deux termes également dans de nombreux travaux dont ceux de R. COINCON (1973) et par des pédologues dont P. CURMI (1980).

En revanche, dans les publications plus récentes, les mêmes auteurs ou d'autres, notamment A. GODARD (1978) et B. COQUE (1978) distinguent nettement un passage progressif du fauchage au litage et désignent:

* sous le nom d'arène fauchée, l'amont de la formation où on voit les diaclases de l'arène en place se courber, entrainées vers l'aval;
* sous le nom d'arène litée, la même formation plus en aval, où l'étirement des lits est plmus marqué.

Pour B.COQUE (1978) cette distinction se justifie dans la mesure où le litage ne résulte pas du simple étirement des diaclases mais également d'une autre dynamique.

P. CURMI (1980) fait une distinction semblable: à l'arène fauchée, il oppose l'arène litée présentant une stratification horizontale.

Les confusions de vocabulaire s'accroissent du fait que, sous le nom d'arènes litées, ont été désignées des formations à la dynamique différente et notamment des arènes identiques aux arènes de ruissellement, voire des arènes présentant un litage d'origine pédologique sans déplacement (J.P. LEGROS, 1975).

Compte tenu de la marge d'incertitude sur leur genèse, il est difficile de fonder une distinction arène fauchée-arène litée sur la seule présence d'un enrichissement en limons qui n'est peut-être pas un fait général.

Il est d'autre part difficile de refuser le terme d'arène litée à des arènes de ruissellement, car il est admis par les sédimentologues.

Dans le cadre de ce travail, il est donc proposé d'utiliser l'expression ***d'arène litée*** *pour désigner des formations d'arènes déplacées* ***où deux faciès seront nettement distingués: des arènes de ruissellement d'une part, des arènes fauchées d'autre part,*** *dont la mise en place résulte essentiellement d'un mouvement de masse, le fauchage; si des phénomènes ultérieurs de redistribution des fines apparaissent, ils ne sont nullement obligatoires et sont un développement annexe à l'étirement. Ils ne remettent pas en question l'origine de la formation.*

1.3. LES DALLAGES

Les dallages sont des formations sablo-limoneuses où les blocs se disposent en lignes. Souvent assimilés aux arènes remaniées à blocs, ils s'en distinguent par la disposition des cailloux en ligne à la manière d'une "stone line" parfois avec des récurrences.

L'adjectif nival parfois retenu introduit une définition génétique qui est loin d'être le cas général.

Fréquemment, le dallage s'épaissit, devient un lit de caillasses lavées, épais de 20 à 50 centimètres, intercalé entre des niveaux riches en fines. Il s'agit alors d'un banc supposant une autre dynamique: c'est la justification de l'expression "lit de caillasse".

La nomenclature des diverses formations précisée, il est possible d'étudier leur génèse et les rapports qu'elles entretiennent mutuellement. La plus connue est la superposition arène fauchée-arène remaniée à blocs, mais elle n'est ni exclusive, ni ubiquiste. Elle est cependant la plus controversée quant à sa signification dynamique et chronologique.

2. LES RECOUVREMENTS D'ARENES REMANIEES A BLOCS.

La description de quelques coupes-types est indispensable avant d'esquisser une géographie des revêtements d'arènes remaniées à blocs.

2.1. LES COUPES-TYPES.

2.1.1. La coupe de Roche-en Forez.

La coupe se développe dans un leucogranite alcalin tardif dit de Roche en Forez. Elle est ouverte à 960 mètres d'altitude au pied d'un chicot soutenant le plancher de l'alvéole.

Haute de 1,8 m, on y reconnait à la base l'arène en place: au-dessus, l'arène remaniée à blocs entre en contact brutal avec l'arène en place.

Sur 0,8 m, l'arène à blocs est tassée, difficilement attaquable au marteau; les blocs de granite présentent un début d'altération: ne pouvant être extraits de la matrice, ils se cassent en présentant une auréole de déferrification importante parfois de 5 mm. La teneur en argile de la matrice est loin d'être

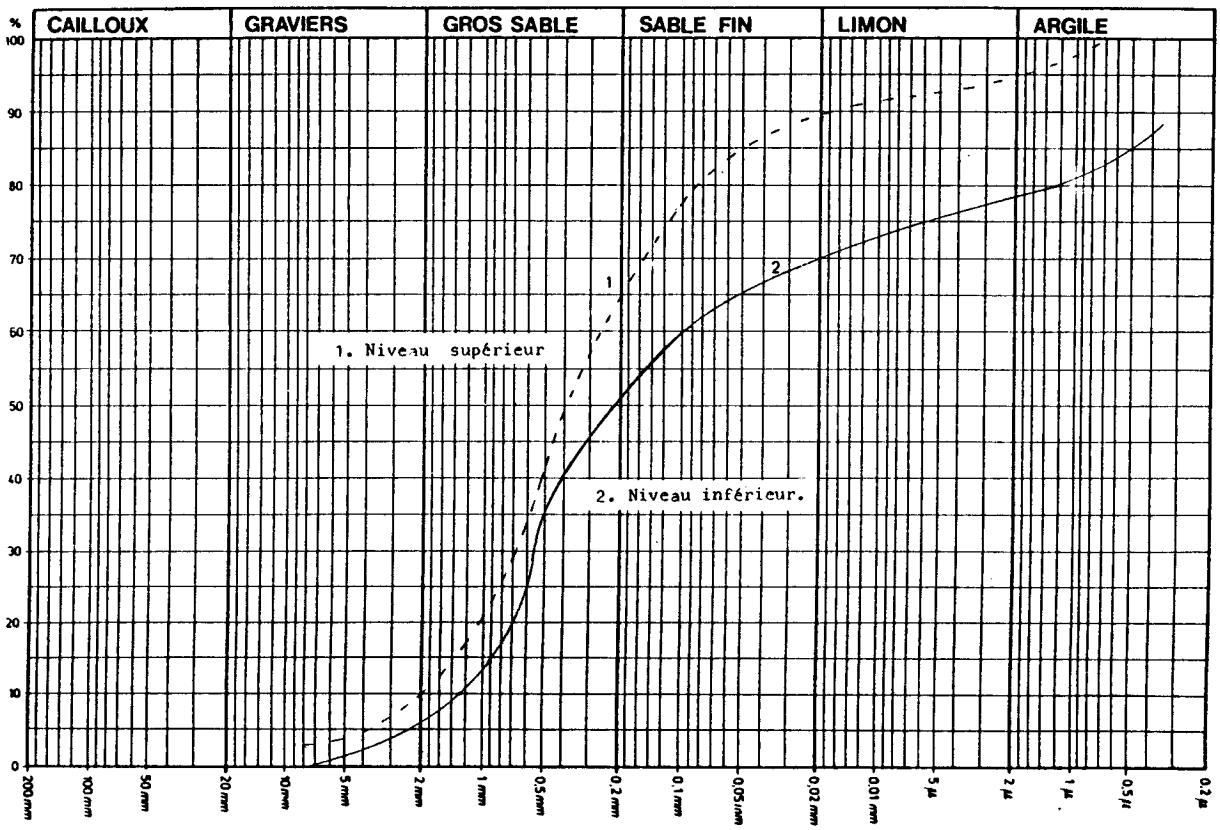


Fig. 9.2. COURBES GRANULOMETRIQUES DES ARENES A BLOCS : ROCHE-EN FOREZ

négligeable comme en témoignent les courbes granulométriques. La fraction limoneuse surpasse cependant la fraction argileuse (Fig. 9.2)

En s'élevant dans la coupe, la part de l'argile diminue brusquement, en même temps que la taille des blocs s'accroît pour atteindre une médiane de 10 cm au lieu de 5 ou 6. La compacité décroît et les blocs parfaitement sains peuvent être extraits sans difficulté.

2.1.2. La coupe des Sétoux.

La coupe des Sétoux est ouverte dans le massif du Pyfara-Felletin sur la commune de Riotord en bordure de la D. 184 en aval du hameau du même nom. Elle s'ouvre sur un replat rocheux qui domine le talweg d'un vallon de 5 à 7 mètres, selon une disposition fréquente dans les massifs méridionaux. (Fig. 9.3)

Elle présente successivement:

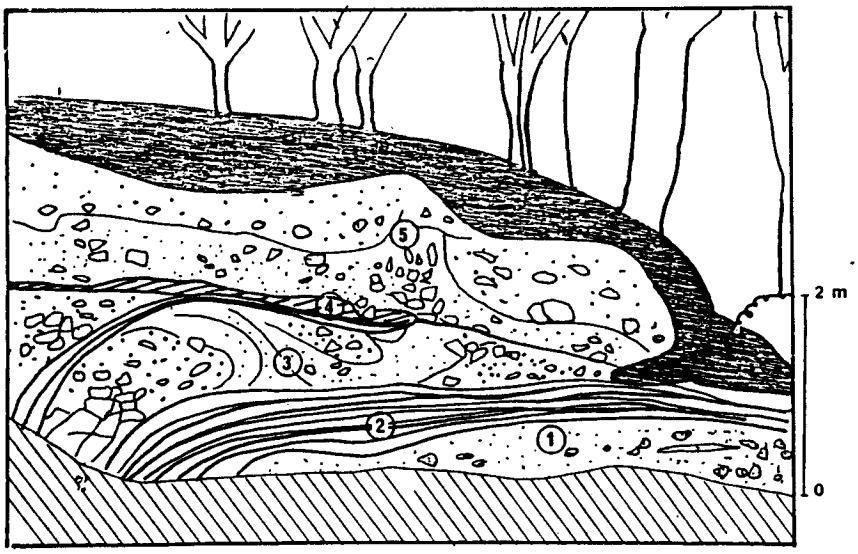
- une arène à blocs inférieure, argilifiée, visible de manière sporadique à la base de la coupe. L'arène en place n'est pas visible à ce niveau. L'ensemble -blocs et matrice- est argilifié; le déplacement est probablement de faible ampleur et la préparation hydrothermale importante.
- une arène fauchée exceptionnellement puissante; les lits sont horizontaux, et se raccordent à la pente générale des replats latéraux du vallon. Elle est puissante de 50 à 70 cm, blanche, presqu'exclusivement argileuse, et nourrie par une fracture bourrée d'argile gonflante de type bédeillite. Des lits légèrement bleuâtre ou verdâtre se succèdent jusqu'au sommet de manière éparse.

- le contact est brutal avec l'arène à blocs médiane qui est oxydée, à matrice litée. Ce contact est jalonné par une bade argileuse centimètrique, écrasée et rainurée de sillons tracés par le déplacement des blocs. Les cailloux de cette arène à blocs sont altérés et se cassent à la main. Les passées lavées, dépourvues de matrice et les passées riches en limons se succèdent en relais. Sa penteest plus forte et recoupe l'arène fauchée; elle se raccorde au fond du talweg.
- une zone médiane présente un second fauchage et une ligne limoneuse brune. Cet ensemble sans gros éléments s'enracine à l'amont et ravine l'ensemble des formations inférieures.
- la partie supérieure est constituée d'une arène à blocs grossière, à cailloux sains, lavée au sommet, dont la pente atteint 7 à 10°. Sa partie supérieure disparaît sous la litière.

2.1.3. La coupe de Marlioux.

Il s'agit d'une coupe de petite taille sur le chemin départemental menant de la Croix-de Chaubouret à Argental. Elle est ouverte à 1140 mètres d'altitude environ. Les conditions d'observation sont difficiles, mais sur l'arène en place qui n'est pas visible, on reconnaît nettement deux formations d'arènes à blocs.

- une formation inférieure, à petits blocs (taille maximum 5 à 8 cm, taille minimum 3 à 5 cm seulement), très compactée, où l'oxydation des cailloux est très marquée en raison de la relative richesse en biotite du granite du Grand



1. Arène à blocs inférieure: matériel argilifié.
2. Arène fauchée inférieure épaisse, blanche.
3. Arène à blocs médiane,avec sa zone d'enracinement, des passées lavées (·: ? ⁂:) et des passées à coiffes limoneuses abondantes.
4. Semelle limoneuse, avec à sa base, un niveau brun, étiré, laminé,localement fauché.
5. Arène à blocs supérieure, grossière, lavée au sommet, limoneuse à la base.

Fig. 9.3. LA COUPE DE SETOUX

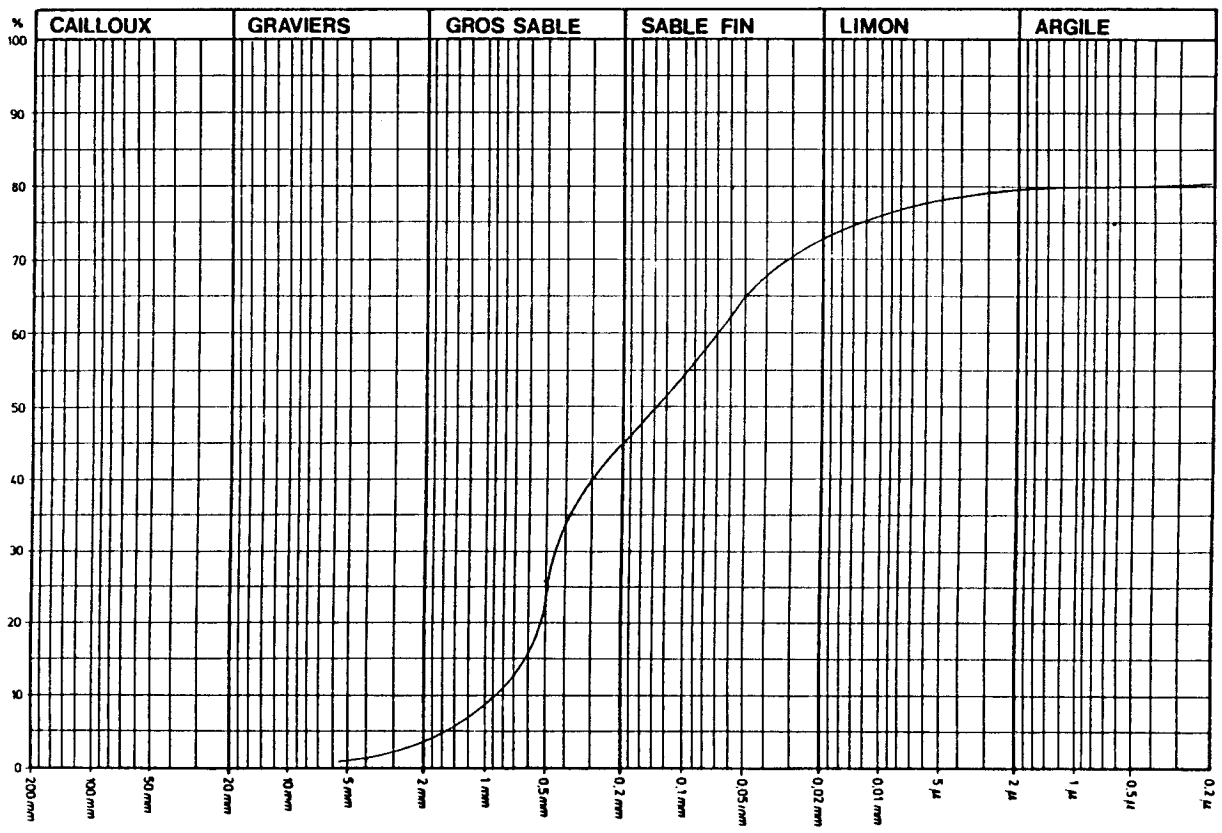


Fig. 9 4. COURBE GRANULOMETRIQUE DES ARENES A BLOCS A MARLIOUX

Bois.

La matrice est riche en fines, comprenant une part non négligeable d'éléments de la taille des argiles (Fig.9.4). Des bandes particulièrement compactées sont reconnaissables à plusieurs niveaux.

- au-dessus de cette formation, une arène à plus gros blocs est nettement individualisée, par la plus grande taille des cailloux (20 à 50 cm en moyenne), leur aspect sain, sans aucune marque d'oxydation, par la nature plus sableuse et pulvérulente de la matrice. Aucune compaction n'apparaît à ce niveau et les blocs sont délogés de la coupe à la moindre sollicitation.

2.1.4. La coupe de l'Eau Vive à Chalmazel.

La coupe de l'Eau vive est située au lieu-dit les Pinasses, sur la route menant au col du Béal. Sa position topographique est en exposition sud sur l'amont du plancher de l'alvéole à 1103 mètres d'altitude. Deux niveaux distincts apparaissent sur la roche en place constituée de granite de Chalmazel et de diorites.

- l'arène en place est visible sur plus de 3 mètres d'épaisseur. Le débit du granite en boule y est de règle, le nombreux panneaux de diorite, en enclaves plus ou moins fusiformes, sont complètement meubles. Vers le haut de la zone de cémentation, des boules présentent un feuilletage parallèle à la surface qui pourrait être assimilé à la fracturation des dalles calcaires par le gel souvent observée dans les milieux sédimentaires.

- une arène litée surmonte l'arène en place; largement nourrie par les diorites, elle lui doit sa couleur sombre, sa richesse en fraction fine (20% de particules inférieures à 20 microns).

Cette richesse en particules de la taille des limons et des argiles explique pour une part l'allure tourmentée des lits affectés par la cryoturbation.

- l'arène à blocs tranche de manière brutale l'arène litée. Il s'agit d'une couverture mince (1 mètre ou moins) d'une formation à dominante limoneuse et sableuse ou nagent quelques dalles de grande taille (1 mètre). Des lits de plaquettes en dallage apparaissent à plusieurs reprises; elles sont séparées par des niveaux où les dalles ont été manifestement soumises aux effets de la cryoturbation; des groupements de pierres à intervalles réguliers rappellenet les coupes de cercle ou de polygone de pierres de grande taille, probablement étirés dans le sens de la pente.

2.1.5. Les enseignements généraux des coupes-types.

L'examen de ces coupes confirme, pour une bonne part, les données acquises ailleurs.

Le matériel grossier, blocs et cailloux, est toujours anguleux et n'a réalisé qu'un parcours de faible importance.

Les blocs sont disposés en vrac, la taille moyenne est semblable aux valeurs données par R. LACOTTE (1976) pour les convois du Limousin. La moyenne

est de 15 à 30 cm de grand axe. Elle est essentiellement commandée par l'espacement des diaclases du matériel parental. Elle traduit les particularités de la pétrographie et de la structure.

A titre d'exemple, le long de la grande faille du Forez, de Chalmazel à Roche, la fracturation intense du granite se traduit par la diminution de la taille des blocs, notamment dans les leucogranites. Il en est ainsi partout, et il n'a pas été possible de mettre en évidence un rôle de l'exposition sur la taille des blocs.

Le revêtement d'arènes à blocs est en pente et recoupe les formations sous-jacentes. La pente est donnée par l'orientation des blocs parallèles à la base de la formation. Cette pente varie de 10° à 20° et s'inscrit parfaitement dans la fourchette donnée par A. GODARD (1978): 3 à 24°.

En revanche, ces observations permettent de mettre en lumière quelques aspects qui ne sont pas, ou rarement, évoqués dans les travaux précédents.

Dans plusieurs coupes, l'arène à blocs commence comme un colluvion. Au col du Béal, à Marlioux, à Roche-en Forez, au Collet de Doizieux, sur toutes les coupes des versants de la Bétonnière, à Chorsin même, une zone à petits blocs, souvent altérés, se trouve à la base de la formation. Ce n'est qu'après une certaine épaisseur que l'on trouve le faciès classique décrit en Limousin ou en Margeride.

Une remarque identique avait été faite par B. COQUE (1978) sans qu'une interprétation en ait été proposée. Or beaucoup de coupes montrent que l'épaisseur de cette zone est loin d'être négligeable, 0,8 m au Béal, 0,6 m à Doizieu.

Les matrices des arènes remaniées à blocs ne sont pas toujours en vrac et à limons abondants. Elles peuvent parfois contenir un pourcentage important d'argiles, supérieur à 10 voire 15 %.

Il semble donc bien qu'il existe deux faciès assez distincts: un faciès à gros blocs souvent sains, à matrice sableuse ou limoneuse ou sablo-limoneuse; un faciès à petits cailloux fréquemment altérés à matrice argilo-sablo-limoneuse. Ce dernier a un aspect souvent compacté et tassé mais ce n'est pas une règle absolue.

Ces deux faciès se superposent assez souvent comme à Roche, à Marlioux, au Béal... Certaines coupes ne présentent que le faciès supérieur ou le faciès inférieur. Le développement relatif des deux faciès est très variable lorsqu'ils

sont superposés. Mais dans les coupes simples, où il n'existe que deux faciès sans récurrence, le second faciès, à petits blocs, n'a jamais été observé au-dessus du premier.

Les coupes particulièrement épaisses montrent toutes des successions complexes avec des récurrences. Lorsque la coupe atteint ou dépasse deux mètres, la formation à blocs démarre avec un faciès à petits blocs altérés. Se suivent ensuite des niveaux à grs blocs et des niveaux lavés sans blocs ou presque. Tout en haut, la formation est toujours constituée par une bande mince de blocs très sains et très grossiers, dans une matrice en vrac limoneuse, mais sans argile (moins de 3%).

La constance de ces répétitions de faciès sur la totalité des grandes coupes peut être intéressante dans une perspective stratigraphique. (4)

La dernière remarque qu'appelle l'examen de ces coupes est que la base de l'arène à blocs est loin de présenter toujours un contact franc. A Baracuchet, (B. ETLICHER, 1977 et 1978), à Lyomet (B. ETLICHER, 1977) le contact avec la zone de cémentation de l'arène n'est pas exactement déterminable; il en est de même au Pyfara, sur toutes les coupes de la D.184 de part et d'autre du col de la Charousse. On observe dans tous ces cas un passage progressif du granite altéré à la formation à blocs selon un schéma identique à celui présenté à Noirétable.

Si le contact franc reste majoritaire, il n'est pas présent dans plus des deux tiers des observations.

2.2. DES FORMATIONS UBIQUISTES.

Les formations d'arènes à blocs sont ubiquistes dans les massifs du Forez et du Pilat-Vivarais. Toutefois, leur fréquence croît notablement avec l'altitude et leur orientation n'est pas quelconque. Une étude statistique des formations d'arènes remaniées à blocs a été effectuée dans les secteurs tests.

2.2.1. Etude des coupes ou étude des versants?

Contrairement à l'étude de R. LACOTTE (1976), l'étude qui suit n'a pas porté sur les coupes observées mais sur les surfaces réelles affectées par cette dynamique.

---

(4) Cf Chapitres 17 et 18.

Une étude sur les coupes pèche en effet par l'irrégularité trop grande dans leur fréquence. Cette méthode acceptable dans le cas d'un massif sillonné de nombreuses routes ne l'est pas pour le Forez et le Pilat où des tranches entières d'altitude sont dépourvues de toute coupe.

La méthode retenue a consisté à reporter sur un carroyage les surfaces de versants d'arènes remaniées à blocs en notant pour chaque surface, les divers paramètres retenus.

Cette méthode permet d'avoir une représentation assez fidèle de l'importance des formations aux diverses altitudes et expositions; elle présente en revanche, l'inconvénient de limiter le nombre de caractères à ceux qui sont observables sans coupe. Cette étude, indépendante de la répartition des observations a donc dû être complétée par une étude des coupes comme l'avait fait R. LACOTTE mais cette dernière ne présente pas le même degré de représentativité que la précédente.

2.2.2. La répartition par altitude.

Ainsi menée, l'étude de la répartition des surfaces d'arènes remaniées par tranche d'altitude montre une évolution progressive de la base de la montagne vers les sommets.(Fig.9.5.)

Pour le Forez, les versants d'arènes à blocs n'atteignent une surface notable qu'à partir de 800 mètres. Leur fréquence maximum se situe vers 1200 mètres d'altitude. Au delà, la diminution des surfaces correspond à la diminution des surfaces d'altitude supérieure. Vers 1300 mètres, 90% des surfaces sont recouvertes d'arènes remaniées d'où sont exclues les zones de tors, de corniches, de tourbières...

La symétrie de l'histogramme apparaît remarquable; les conditions optimales pour le développement de ces formations se situent aux environs de 1200 mètres.

Dans le massif du Pilat, cette valeur est un peu plus faible puisque située vers 1000 à 1200 mètres. Aux altitudes inférieures à ce seuil, les surfaces ne sont pas négligeables, surtout entre 700 et 800 mètres. Cette observation, surprenante au premier abord, peut trouver une explication dans le fait que les pentes sont en moyenne plus raides dans ce massif qu'en Forez. Toutes conditions égales par ailleurs, la mise en mouvement des arènes est facilitée sur ce massif.

2.2.3. Les diagrammes d'orientation.

Les diagrammes d'orientation par quadrant des deux massifs ne sont pas très significatifs. Certes, le Forez a deux fois plus de versants d'arènes à

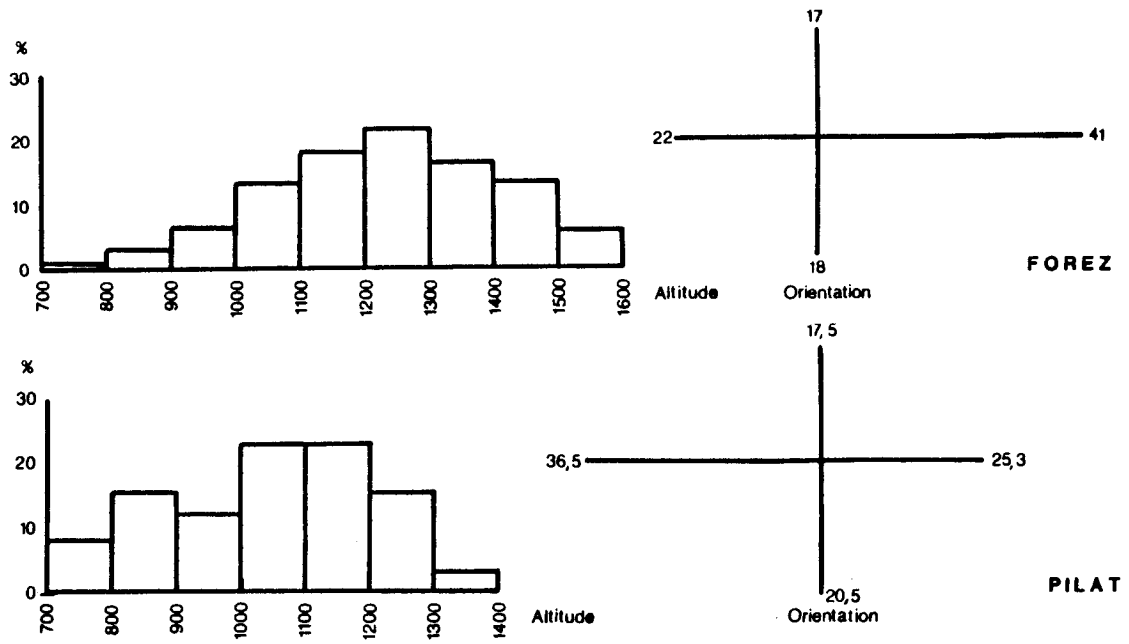


Fig.9.5a. HISTOGRAMME DE LA REPARTITION ALTITUDINALE DES ARENES A BLOCS

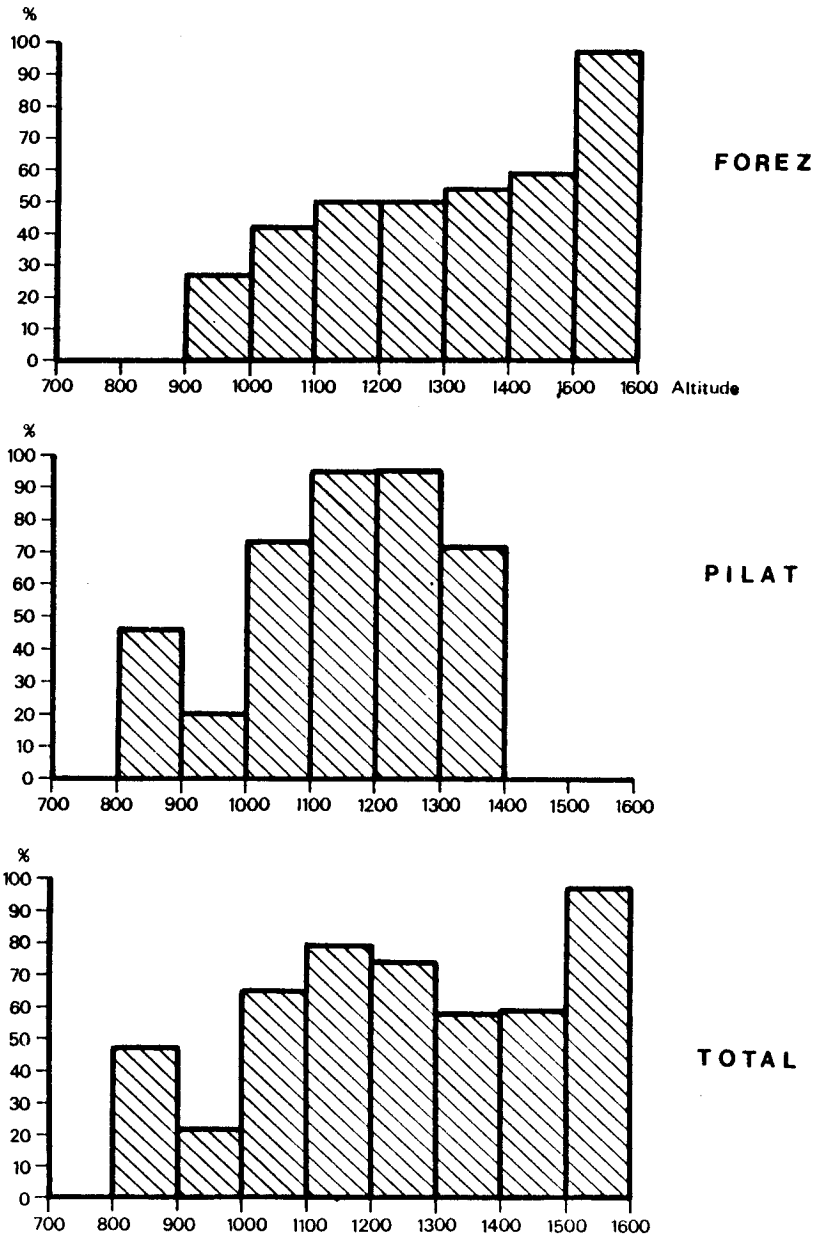


Fig.9.5b. FREQUENCE DES ARENES A BLOCS PAR TRANCHE D'ALTITUDE

blocs tournés vers l'Est, mais dans le Pilat, l'équilibre est légèrement rompu au profit de l'Ouest.

Plus intéressant est l'examen de l'orientation par tranches d'altitude. (Tab.9.1)

En Forez, la valeur médiane se situe à 1220 mètres mais elle n'est que de 1140 mètres au Nord, nettement plus élevée à l'Est (1230 mètres) et à l'Ouest (1280 mètres).

Ces chiffres traduisent deux faits: la forte valeur de l'Ouest tient à l'exsitence de nombreux versants d'arènes remaniées à haute altitude, bien dénneigés parce qu'au vent dominant, et comportant peu de formes glaciaires étendues. Au Nord, la grande fréquence de ces versants à basse altitude traduit une orientation préférentielle pour ce type de dynamique.

La rose des vents par tranche d'altitude illustre assez bien la domination du Nord aux altitudes basses, de l'Est aux moyennes, de l'Ouest aux plus hautes. Le Sud n'est jamais dominant.

Le massif du Pilat présente des caractères semblables. Le Nord domine en-dessous de 900 mètres, l'Ouest vers 1000-1200 mètres et le Sud au-dessus.

L'exposition au vent apportant l'humidité et soufflant la neige semble donc un facteur favorable à haute altitude (au-dessus de 1000 à 1200 mètres); l'exposition en ubac semble prépondérante à basse altitude. Ces remarques s'appliquent parfaitement au Forez, dans une assez large mesure au Pilat où le rôle du vent semble cependant moins affirmé.

2.3. LA TOPOGRAPHIE FOSSILISEE PAR LES ARENES REMANIEES

Le terme de revêtement utilisé à plusieurs reprises se justifie pleinement car il s'agit, en général, d'une formation mince, du moins si l'on se réfère aux coupes qui ont pu être examinées.

Une centaine de coupes ont été observées: il est délicat d'indiquer une épaisseur moyenne dans la mesure où la base de l'arène remaniée n'est pas toujours visible. En ce sens toute étude statistique est vaine mais aucune coupe n'a révélé une épaisseur supérieure à 4 mètres.

Les plus épaisses, Noirétable, La Charousse, Chorsin, Gimel, présentent un revêtement de 3 à 3,5 mètres environ. Dans la plupart des cas, les revêtements sont nettement plus minces: deux valeurs se trouvent fréquemment à la lecture des fiches d'observation de terrain: la première, 0,75 m à 1 m correspond à de

ALTITUDE	NORD	EST	SUD	OUEST	
	u.s. %	u.s. %	u.s. %	u.s. %	u.s.
1500 M		11 / 33		23 / 67	34
1400		27 / 35	18 / 23	31 / 40	76
1300	5 / 5	47 / 48	25 / 26	16 / 18	93
1200	31 / 25	57 / 46	11 / 9	23 / 18	122
1100	31 / 30	38 / 37	19 / 18	14 / 13	102
1000	12 / 16	41 / 54	18 / 24	4 / 5	75
900	7 / 18	12 / 32	10 / 27	8 / 21	37
800	9 / 50	3 / 16	6 / 0	6 / 33	18
700	5 /100	0	0	0	5
	100 / 17	236 / 41	101 / 18	125 / 22	562
Médiane	1140 m	1230 m	1210 m	1280 m	1220 m

1 u.s. $= (0,25 \text{ km})^2 = 0,0625 \text{ km2}$

Tab. 9.1a. REPARTITION DES ARENES A BLOCS SUIVANT L'ALTITUDE ET L'EXPOSITION EN FOREZ

ALTITUDE	NORD	EST	SUD	OUEST	
	u.s %	u.s. %	u.s. %	u.s. %	u.s.
1500 M					
1400			20 / 100		20
1300	4 / 14	4 / 14	20 / 71		28
1200	2 / 1	45 / 33	44 / 32	45 / 33	136
1100	18 / 8	54 / 26	44 / 21	86 / 42	202
1000	28 / 13	52 /225	34 / 16	90 / 44	204
900	42 / 38	29 /226	22 / 20	15 / 14	108
800	3 / 2	28 / 20	18 / 13	87 / 63	136
700	58 / 82	12 / 18	0 / 0	0 / 0	70
	155 / 17,5	224 / 25,3	182 / 20,5	323 / 36,5	884
Médiane	920 m	990 m	1120 m	1050 m	1070 m

1 u.s. $= (0,25 \text{ km})^2 = 0,0625 \text{ km2}$

Tab. 9.1b. REPARTITION DES ARENES A BLOCS SUIVANT L'ALTITUDE ET L'EXPOSITION EN PILAT ET VIVARAIS

nombreux cas sur pente moyenne ou forte, (15 à 25 %); dans ce cas, il est vrai que la partie supérieure de la formation peut avoir été emportée par les érosions ultérieures. La seconde, nettement plus épaisse, (1,5 m) est celle de la plupart des coupes où la base de la formation n'est pas visible. La lecture du tableau montre cependant que les épaisseurs les plus grandes se trouvent dans le granite à biotite (Tab. 9.2). Dans le Forez, la part des granites porphyroïdes et de Chalmazel est considérable par rapport à la surface qu'ils occupent sur le terrain. Il est vrai qu'ils affleurent aux altitudes élevées, où le développement des remaniements est facilité par les pentes, la vigueur de la dynamique périglaciaire.

Les coupes ne montrent donc jamais de formation homogène et uniforme de plus de 2 à 2,5 mètres d'épaisseur; les coupes -rares- ou sont observables plus de 2,5 m d'arène remaniée montrent toutes, sauf peut-être à Noirétable, une superposition complexe de plusieurs formations qui peuvent être distinguées soit par simple observation de terrain, soit par des analyses plus ou moins fines du matériau. La signification de ces superpositions sera recherchée plus loin.

La première conclusion qui s'impose à l'issue de ces remarques est que le revêtement n'est pas à l'origine de l'édification du système de pentes. Le volume des matériaux déplacés reste modeste. Il s'agit d'un simple feutrage.

Il serait faux d'en déduire que la base de la formation est parallèle à la surface topographique. La plupart des coupes montrent au contraire des épaisseurs variables d'arènes remaniées sur de courtes distances. Le contact avec l'arène en place est toujours ravinant, fossilisant un réseau de vallons élémentaires.

La topographie fossilisée sous les arènes à blocs se caractérise par sa grande irrégularité dans le sens transversal: deux cas fréquents se rencontrent au hasard des coupes.

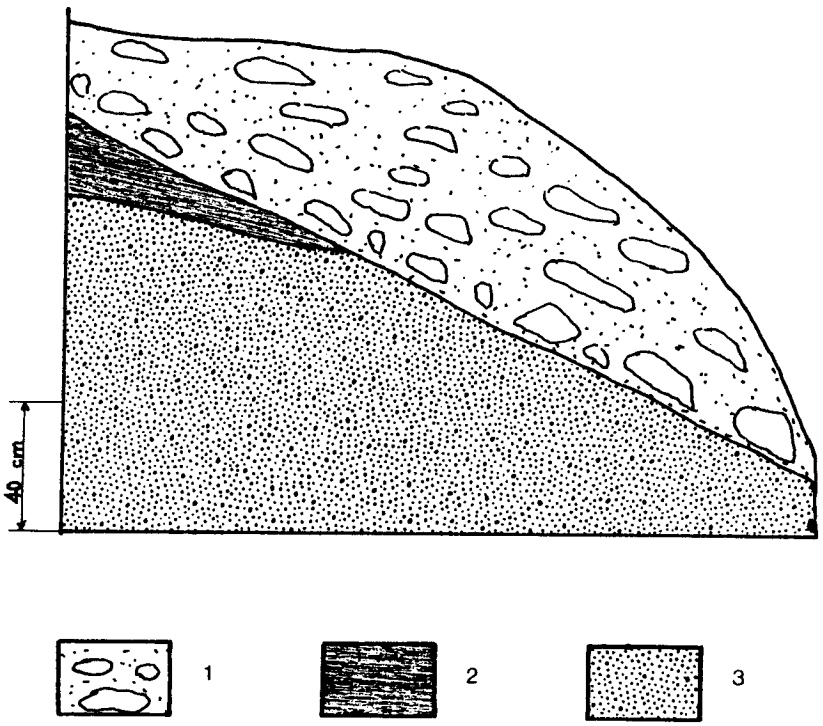
A Argental, à Cognières, l'arène remaniée fossilise un talweg élémentaire. A Cognières, l'arène à blocs fossilise un talweg en recoupant à la fois l'arène litée et l'arène en place (Fig. 9.6) Très mince sur l'arène litée, l'arène à blocs s'épaissit dans l'axe du talweg pour atteindre 1,5 m.

Partout où le réseau de vallons élémentaires présente un profil transversal en berceau plus ou moins émoussé, l'arène remaniée à blocs peut être considérée comme le matériel en transit dans l'axe du vallon, le dépôt corrélatif de la dynamique gélifluidale de ce vallon.

C'est l'arène à blocs localisée.

	FOREZ			PILAT -VIVARAIS		
	3 m	1 à 3 m	1 m	3 m	1 à 3 m	1 m
Granite Porphyroide	0	2	0	-	-	-
Granite Chalmazel	0	5	0	-	-	-
Granite à biotite	4	11	4	7	10	0
Leucogranite 2 micas	0	1	1	0	0	0
Gneiss leptynique	-	-	-	1	0	0
Gneiss médians	-	-	-	1	4	1
Anatexite claire	-	-	-	0	6	0
Anatexite sombre	0	0	0	1	1	1
Total	4	19	5	10	17	2

Tab. 9.2. NOMBRE DE COUPES D'ARENES REMANIEES OBSERVEES SUIVANT L'EPAISSEUR ET LA PETROGRAPHIE



1. Arène à blocs. 2. Arène fauchée 3. Arène en place meuble.

Fig. 9.6. LA COUPE DE COGNIERES

A ce type, s'oppose le versant d'arènes à blocs généralisées, où, par suite de l'engorgement des talwegs, l'arène à blocs déborde sur les interfluves entre les ravins élémentaires et recouvre tout le versant menant à une régularisation complète qui masque les inégalités de la topographie antérieure.

C'est le versant d'arènes remaniées en revêtement généralisé.

Cette régularisation n'intervient toutefois que dans des proportions modestes: les vallons comblés sont le réseau élémentaire, ne dépassant guère 3 à 4 mètres de profondeur.

2.4. LES BLOCS DANS L'ARENE.

La disposition et la taille des blocs varie beaucoup d'une coupe à l'autre. Ces blocs renseignent à la fois sur l'origine du matériel et la dynamique de la formation.

2.4.1. Une origne des blocs locale.

L'origine locale des blocs est un fait admis (A. GODARD,1978) qui ne se dément ni en Forez ni dans les massifs vivarois. Il n'a pu être observé de coupes où l'origine des blocs n'aurait pu être décelée immédiatement à l'amont. De plus, la pétrographie assez homogène du Forezse prête mal à la recherche de blocs allogènes.

Les seuls exemples où les blocs ont parcouru quelque distance sont à Saint Bonnet-le Courreau où, au granite d'anatexie se mêlent quelques granites à deux micas issus d'un filon affleurant 300 mètres plus haut; à Doizieu, un exemple comparable montre des blocs de gneiss recouvrant un substrat de micaschistes. La route des Champas à Sauvain montre également des blocs de basalte mêlés aux granites: ils sont originaires de la mesa de Sauvain distante de 300 mètres.

Dans les massifs vivarois où la variété pétrographique plus grande aura it it pu permettre l'identification d'apports lointains, la situation est analogue. Au contraire, les coupes de l'Oeillon, de Combernaud ou de Chaumienne montrent toujours une **origne subautochtone des blocs, dans tous les cas moins lointaine que celle des chirats partout où ces derniers recouvrent l'arène remaniée.**

2.4.2. La taille des blocs.

La taille des blocs est très variable: elle reflète essentiellement les conditions de débitage de la roche nourricière, donc le système de diaclases et

la fracturation.

Deux exemples permettent d'illustrer ce point:

* les blocs du granite porphyroïde et de Chalmazel des coupes de la D.6. menant au col du Béal sont caractérisés par une taille métrique. C'est à l'espacement important des diaclases du granite de Chalmazel qu'il faut imputer ce débit. Le long de la route militaire des crêtes, la taille des dalles est très souvent de l'ordre du mètre pour un espacement des diaclases ouvertes mesuré à 1,5 m environ. Le versant occidental du Forez, dans le même matériel confirme ces observations.

* En revanche, le long de la D.44 entre Lézigneux et Sauvain, les coupes révèlent des blocs de petite taille: toutes les arènes remaniées sont à petits blocs, de 10 à 20 cm de long, quel que soit le faciès du granite, granite à biotite ou de Roche-en Forez. La fracturation liée à la tectonique en est l'explication: la route suit de près la grande faille orientale (5). Le granite de Roche fournit en effet de gros blocs dès que l'on s'écarte quelque peu de cet accident, comme entre Glizieux et Chateau-Gaillard.

Il est difficile d'établir un rapport précis entre la taille moyenne des blocs et l'espacement des diaclases. L'examen de la centaine de coupes relevées montre que, dans les grandes tailles comme dans les petites, l'espacement des diaclases observées est environ double de la taille des blocs. Ainsi, à Roche-en Forez, avec un espacement de 40 à 60 centimètres dans un granite assez broyé, on obtient des blocs de 20 à 30 cm en moyenne.

Dans les grandes tailles, un phénomène analogue s'observe, avec des variations de taille plus grandes autour de la moyenne. Pour des diaclases espacées de 1 à 1,5 mètres, obtient des dalles de 50 cm à 1 m.

Ces remarques, toutes relatives qu'elles soient, ne sont valables qu'à l'amont des formations: l'amenuisement des blocs vers l'aval est une réalité ainsi que le montre l'exemple de la coupe de Noirétable (B. ETLICHER, 1978).

2.4.3. La forme des blocs.

Le débit des blocs révèle souvent un aplatissement assez sensible. La texture du matériau est utilisée et, dans le cas du granite à biotite, les lits de micas apparaissent comme des lignes de faiblesse. Les lames minces taillées dans les plaquettes montrent clairement un débit parallèle à l'orientation des minéraux. Ces constatations sont la règle dans tous les faciès du Forez, granite d'anatexie, granite porphyroïde ou de Chalmazel.

Le débit en plaquettes ou en cubes coexiste souvent sur de nombreuses

---

(5) Cf Chapitres 1 et 2 .

coupes. Ceci rend vaine toute étude par coupe de manière globale.

Le débit lamellaire est plus fréquent, sur le versant occidental du Forez, au sommet des coupes qu'à leur base: la coupe de Baracuchet en est une excellente illustration. A l'échelle régionale, le débit en plaquettes se généralise avec l'altitude: les coupes des pentes inférieures ont un débit en cubes, les coupes au-dessus de 1200 mètres ont un débit en plaquettes très marqué, surtout dans la zone englacée.

Les mesures effectuées sur quelques coupes représentatives confirment l'observation de terrain.

Les exemples des jasseries Fayolles et des Planches illustrent la situation moyenne sur les Hautes Chaumes. Les médianes de l'indice d'aplatissement (J. TRICART,1963) se situent respectivement à 2,4 et 2,87. Les histogrammes sont très étalés (Fig. 9.7) avec, notamment à Fayolle, un mode secondaire à 4,6 traduisant un débit lamellaire de la roche. Ces valeurs sont à comparer à celles mesurées, dans le même granite, dans les moraines, toujours proches de 1,5.

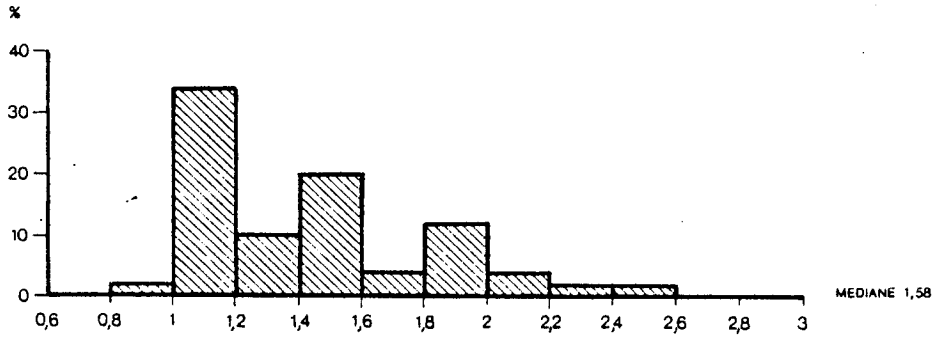
A moyenne altitude, les valeurs de l'indice oscillent entre 1,8 et 2,1 quelque soit le faciès (Argental 1,82 et les Préaux 1,9).

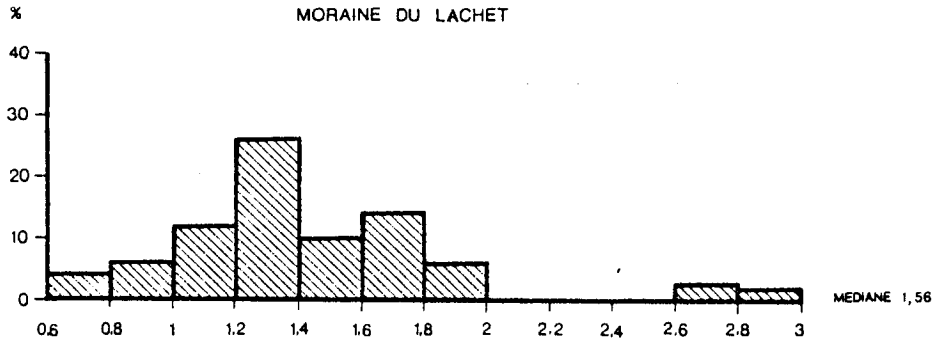
L'influence de la texture de la roche est prépondérante; elle n'est cependant pas exclusive: les coupes du Pyfara montrent, dans un matériel particulièrement orienté -il s'agit du gneiss leptynique médian- un débit cubique avec un indice de 1,85.

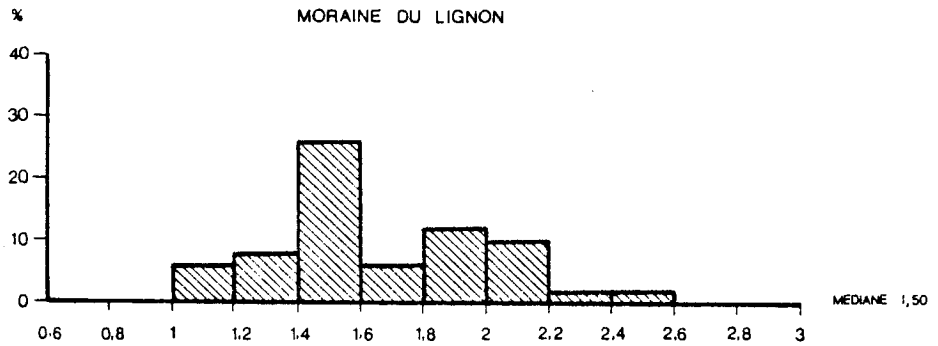
Il semble donc qu'il y ait des circonstances où la texture de la roche intervient: dans les formations de haute altitude et au sommet des coupes à basse altitude, dans les dallages notamment; dans d'autres cas elle intervient peu. L'explication de cette apparente contradiction doit être recherchée dans la manière dont les blocs sont pris en charge et non dans un effet plus ou moins intense de la gélivation suivant l'altitude.

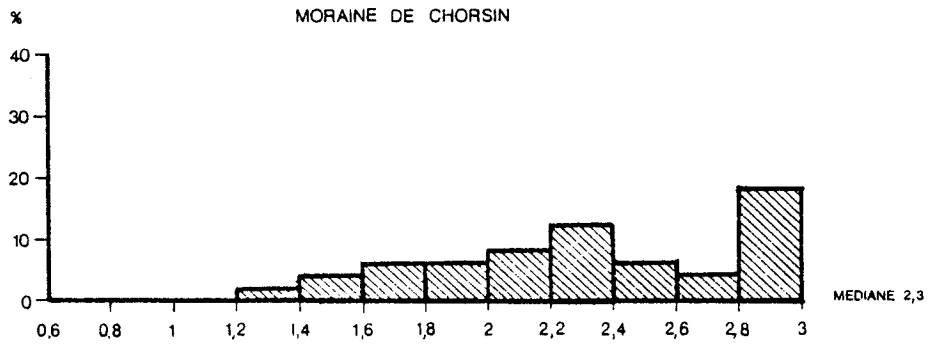
2.4.4. La disposition des blocs.

La disposition des blocs est commandée par la dynamique de la formation. L'orientation générale des blocs est toujours la même: elle s'oppose nettement à celle des autres formations de pente et notamment des chirats. Les blocs sont tous disposés **à plat, le grand axe dans le sens de la pente.** Cette orientation est d'autant mieux marquée que la matrice est plus abondante et que les blocs sont plus écartés les uns des autres. Lorsque la base de la formation apparaît, les blocs se disposent parallèlement aux bordures de la masse gélifluidale; les coupes de Verdier ou de la Boutonnasse sont révélatrices: les blocs se disposent

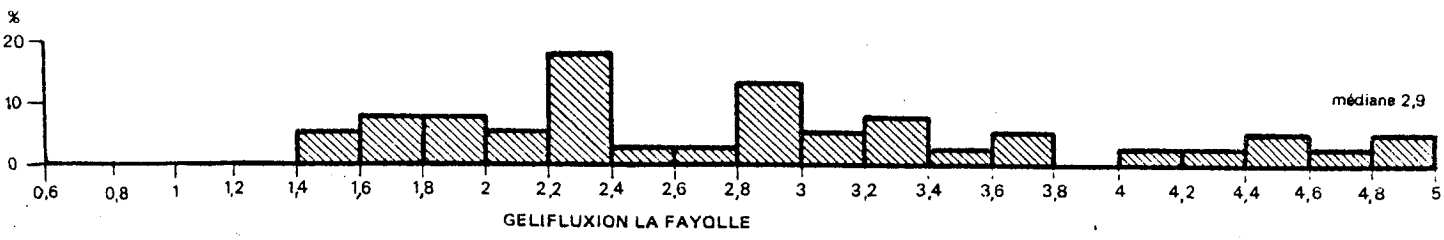




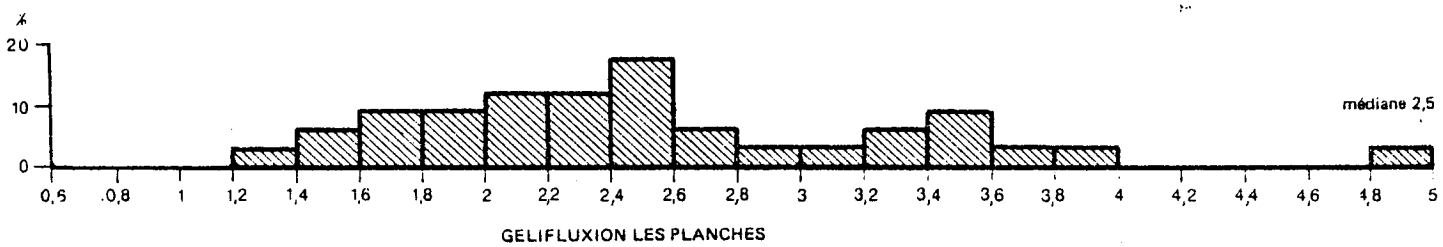




GELIFLUXION : LES PLANCHES SUR MORAINE



GELIFLUXION LA FAYOLLE



GELIFLUXION LES PLANCHES

Fig. 9.7 APLATISSEMENT DES GALETS DES ARENES A BLOCS

parallèlement aux deux branches du V fossilisé par l'arène à blocs (Fig.9.8).

Cette dynamique rappelle celle qui avait été décrite par R. COMMERE (1975) à propos des versants en roche tendre de l'Emblavès. Bien que situées dans un matériel sédimentaire fort différent, les coupes du versant de la Sainte Madeleine offrent de larges possibilités pour examiner à loisir la distribution des lauzes de phonolite dans les formations de gélifluxion; le parallèlisme de la base des blocs avec celle de la formation est un fait général.

Le relèvement du nez vers l'aval n'est jamais systématique: s'il affecte 50% des blocs dans les formations riches en fines et puissantes, où l'écoulement devait être assez rapide, dans les formations cristallines, ce pourcentage tombe à des valeurs de l'ordre du tiers ou du quart. Encore, ne sont-elles observables que sur les formations de bas de pente, les plus riches en fines.

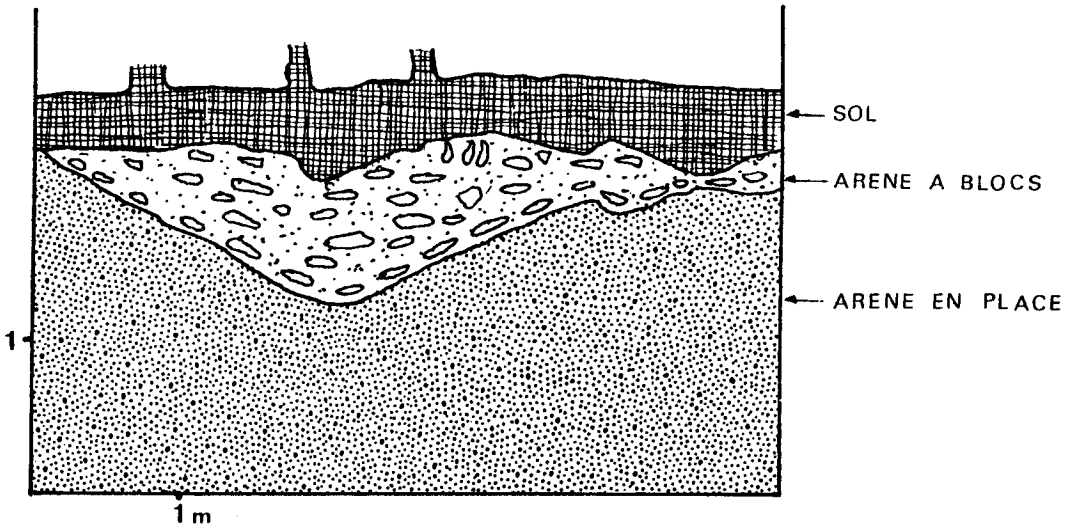


Fig. 9.8. LA COUPE DE LA BOUTONNASSE

Les valeurs données par R. LACOTTE (1976 et 1978) semblent faibles eu égard aux observations faites en Forez. Les blocs à plat sont présents dans la totalité des coupes observées.

Aucune statistique précise n'a pu être menée par coupe, mais le pourcentage de blocs à plat augmente naturellement à mesure que le débit en plaquette est mieux exprimé.

C'est donc à cette raison qu'il faut imputer en Forez l'augmentation du nombre de blocs à plat avec l'altitude: il vient d'être montré que ce débit croissait en ce sens.

Le nombre de blocs à plat dans une même coupe croît **toujours** de la base vers le sommet sauf dans le cas où des cryoturbations viennent perturber

cette disposition.(6)La description des coupes l'a montré: les parties de la base, souvent compactées, ont des blocs toujours cubiques; les plaquettes se généralisent au sommet, là où le matériel est le plus frais. Ce problème pose celui de l'incorporation des blocs dans l'arène qui sera évoqué plus loin.

En revanche, la présence de lignes de blocs observées dans de nombreuses coupes, Chorsin, Chalmazel, Les Sétoux... pose le problème de leur mise en place: il est tentant d'y voir des apports successifs sur un substrat stabilisé: diverses coulées s'empilent, jalonnées à la base par une ligne de blocs moulant la topographie antérieure. Cette explication ne préjuge en rien du cadre chronologique dans lequel ces apports successifs ont pu se réaliser. Ils ont pu être assez proches dans le temps si les divers apports sont comparablesmorphométriquement, minéralogiquement, granulométriquement, ce qui est souvent le cas; mais parfois, il est possible de déceler des différences qui autorisent à s'interroger sur la durée de l'intervalle de temps entre les apports. L'allure ravinante du contact entre les apports successifs y conduit également. La réponse à ces questions ne peut être avancée que dans l'étude générale de la dynamique de l'arène en milieu périglaciaire et son cadre chronologique.

2.5. LA MISE EN PLACE DES ARENES A BLOCS SUR LES VERSANTS

La dynamique de mise en place des arènes à blocs montre une variation continue de haut en bas du versant.

2.5.1. Les revêtements de haut de versant.

La carte géomorphologique (Pl. H.T.) montre que les arènes remaniées à blocs n'ont pas de sites privilégiés. Elles nappent la totalité des versants, y compris parfois les sommets eux-mêmes.

La coupe ouverte au sommet du Montoncel, point culminant des Bois Noirs, en est l'illustration.

Sous une couverture végétale noire et épaisse de 40 cm se cache une formation à blocaille angueleuse. Les blocs sont orientés dans tous les sens sous l'effet de la cryoturbation. Les cailloux dressés sont les plus nombreux. A plus

(6) Remarque en opposition avec les observations de R.LACOTTE (1976) à propos de la coupe de Sauviat en Limousin.

grande profondeur, ils sont plus gros et mieux orientés. La formation déplacée s'observe jusqu'à 1,5 mètres. En-dessous, la roche en place est reconnaissable par l'orientation de plus en plus nette des cailloux selon les directions des diaclases.

Cet exemple illustre le cas, fréquent, où l'arène remaniée apparaît dès le sommet même et où il n'est nul besoin de faire appel à des chicots rocheux pour alimenter l'arène en blocs.

Ces recouvrements de sommet restent toujours assez minces: si aucune statistique précise n'a pu être menée sur l'ensemble du secteur d'étude par manque de coupes, l'épaississement vers le bas est un fait général, associé à un changement de dynamique: les revêtements minces sont toujours situés sur les deux tiers supérieurs du versant; les coupes de bas de versant ne permettent pratiquement jamais de voir la base de la formation déplacée et le contact avec le susbstrat.

Plus que l'examen des épaisseurs, la modification des faciès est révélatrice de la dynamique des revêtements.

L'opposition de la dynamique des arènes à blocs et des arènes fauchées est souvent évoquée, (A.GODARD,1972;1975;1978): elle ne se justifie pourtant pas à l'amont.

La dynamique de départ est bien celle d'un fauchage comme dans le cas des arènes litées. Seule, la nature du matériel déplacé change, granite diaclasé et non arène meuble, expliquant la différence de faciès entre les deux formations. La dynamique reste la même.

Le recourbement des diaclases vers l'aval, l'effet de quarrying délogeant les blocs de leur position et les étalant à mesure que la formation migre vers l'aval sont significatifs.

Les deux processus sont synchrones pour les arènes litées et les arènes à blocs.

Les compartiments arénisés, notamment les arènes pénétrantes (J.C.FLAGEOLLET, 1968;1976) et les compartiments non arénisés évoluent de manière concomitante, subissant en même temps, la même dynamique de fauchage. En ce sens, on ne peut que souscrire à l'explication de cet auteur qui solidarise le fauchage de l'arène et le "convoi à blocs"; mais on ne peut admettre pourautant qu'il s'agisse de l'entrainement de l'un par l'autre.

Toutes les coupes citées présentent le même dispositif que celle de Noirétable (B. ETLICHER,1978); parce qu'elles sont transversales et non longitudinales au versant, la dynamique est difficilement discernable. Ce schéma présente néanmoins un caractère général.

Dans les coupes de bas de pente, la dynamique change: la teneur en fines s'accroît comme le montrent les courbes granulométriques (Fig.9.9). La part des blocs est considérablement réduite: ils sont moins nombreux mais plus gros.

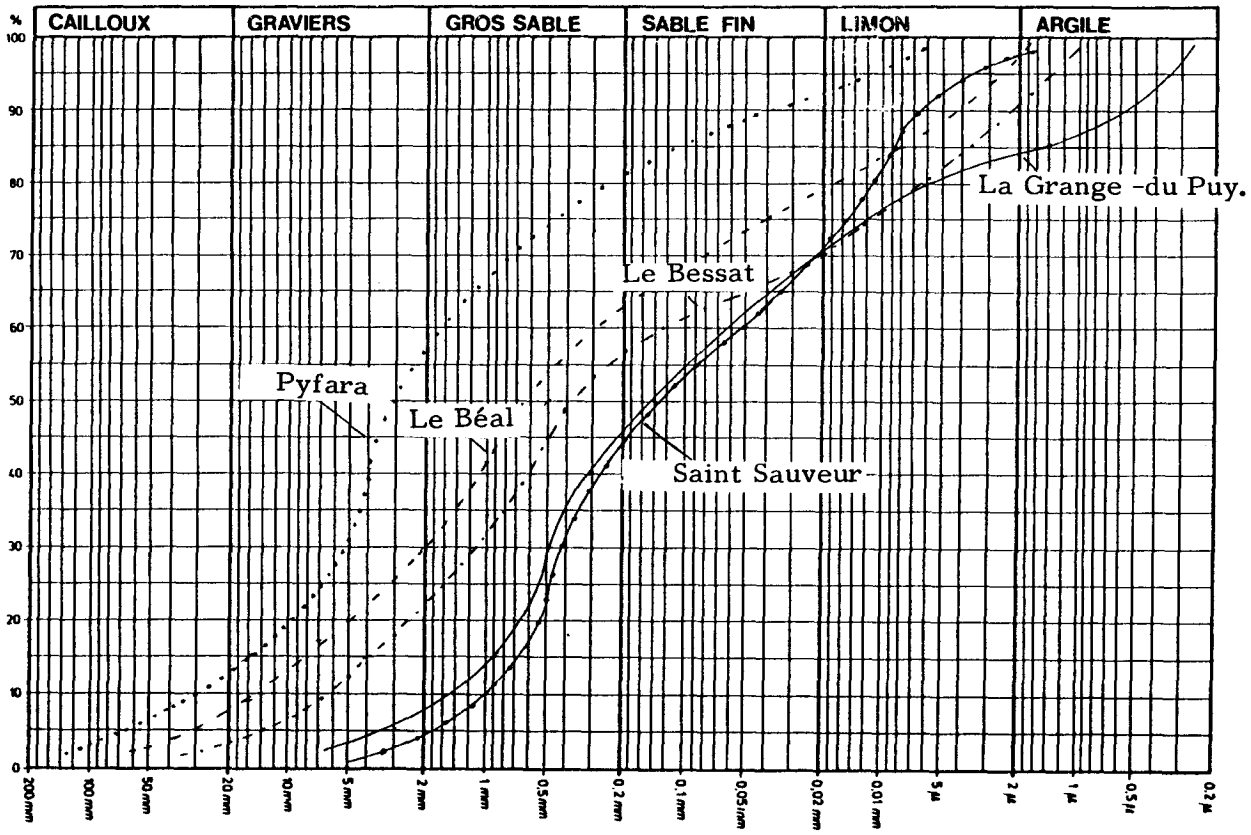


Fig. 9.9. GRANULOMETRIE DES MATRICES DES ARENES REMANIEES

Le contraste devient toujours brutal avec l'arène fauchée ou l'arène en place. Le contact est ravinant dans tous les cas. Les coupes déjà décrites à Chorsin, la Chamboîte (B. ETLICHER,1977) appartiennent à ce type.

Une différenciation se manifeste de manière croissante de l'arène à blocs avec son substrat du haut vers le bas du versant. Elle doit être prise en compte pour l'interprétation des coupes.

2.5.2. Blocs saillants et blocs non saillants.

Les revêtements d'arène remaniée à blocs peuvent se présenter de deux manières: dans un cas, le versant est parfaitement régularisé et aucune aspérité n'apparaît: rien ne permet de déceler la présence de blocs en surface. C'est la situation la plus générale, la plus ubiquiste. Ce type de revêtement, s'il est peu propice à une mise en culture, ne s'oppose en rien au paturage naturel.

Il n'en est pas de même des versants à boules saillantes qui sont impropres à toute mise en valeur agricole et sont abandonnées aux taillis de hêtre ou à la lande à genêts. La présence de boules en surface stérilise ces terres lorsqu'elles sont en trop grand nombre.(B. ETLICHER,1979). Ces versants à boules saillantes sont presque toujours localisés en langues ou en tabliers localisés et constituent rarement des revêtements généralisés. C'est parfois le cas à haute altitude.

Sur l'ensemble des deux massifs, 869 unités de surface à boules saillantes ont été comptées sur un total de 1446 avec une densité de blocs plus ou moins grande.

Cette fréquence moyenne de 0,6 doit être sérieusement nuancée: elle croît très fortement avec l'altitude puisqu'elle passe de 0% à 700 mètres à 95% vers les sommets. Les courbes des deux régions sont remarquablement parallèles et la disparition des versants à boules saillantes en-dessous de 900 mètres environ identique. Aux altitudes intermédiaires, ces formes restent minoritaires; elles ne deviennent majoritaires que de 300 à 400 mètres en-dessous des crêtes, et deviennent exclusives dans les cents derniers mètres.

Le parallèlisme avec l'augmentation de la fréquence des tors apparaît clair (7). Pratiquement, tous les versants à boules saillantes sont au-dessus des niveaux de couloirs et alvéoles miocènes: seules 45 unités sur 1446 sont en-dessous.

La ventilation par nature pétrographique montre (Tab.9.3) une concentration des boules saillantes dans les granites de Chalmazel, granite porphyroïde du Forez, qui sont les faciès les plus riches en tors et dans une mesure moindre dans le granite à biotite, les gneiss medians et les anatexites claires.

Cet aspect de la dynamique des revêtements d'arènes n' a pas été abordé par R. LACOTTE (1976).

La forme des boules est un problème délicat: A.GODARD (1975) note la difficulté de distinguer la présence des blocs anguleux des boules arrondies. Il est vrai que toutes les transitions existent en raison de la rapidité avec laquelle certains faciès, et particulièrement les granites calco-alcalins grossiers s'émoussent.

Le problème ne doit pas être éludé pour autant: la cartographie montre que les revêtements à blocs et boules saillantes sont étroitement liés aux tors

	FOREZ us	PILAT us	TOTAL us
Granite porphyroïde	79	-	79
Granite de Chalmazel	118	-	118
Granite à biotite	32	354	386
Leucogranite à 2 micas	18	1	19
Gneiss leptynique	-	51	51
Gneiss médians	-	141	141
Anatexites claires	-	90	90
Anatexites sombres	0	6	6
Total	247	643	890
Total des arènes à blocs	562	884	1446

1 u.s. = $(0,25 \text{ km})^2$ = 0,0625 km2

Tab. 9.3. LES VERSANTS A BOULES SAILLANTES EN FOREZ ET PILAT – VIVARAIS

(7) Cf la courbe de croissance de la fréquence des tors avec l'altitude du chap. 6 p.190

A Altitudes	Total des observations		L ⩽ 10 cm		de 12 à 35 cm		de 40 à 80 cm		L ⩾ 100 cm	
	NA	%(e)	NA	%(b)	NA	%(b)	NA	%(b)	NA	%(b)
⩾800	56	34,15	18	32,14	19	33,93	10	17,86	9	16,07
750 à 799	40	24,39	9	22,5	15	37,5	11	27,5	5	12,5
700 à 749	14	8,54	6	42,88	3	21,43	3	21,43	2	14,29
650 à 699	15	9,15	6	40	8	53,33	1	6,66	0	0
600 à 649	7	4,27	4	57,14	1	14,29	1	14,29	1	14,29
550 à 599	19	11,59	7	36,84	8	42,11	4	21,05	0	0
500 à 549	10	6,10	4	40	4	40	2	20	0	0
450 à 499	3	1,83	2	66,67	0	0	1	33,33	0	0
TOTAUX	164	100,02	56	34,15	58	35,37	33	20,20	17	10,37
B										
550 à 599	14	14	6	42,86	5	35,71	3	21,43	0	0
500 à 549	38	38	14	36,84	20	56,63	4	10,53	0	0
450 à 499	40	40	16	40	18	45	6	15	0	0
400 à 449	5	5	3	60	2	40	0	0	0	0
350 à 399	3	3	3	100	0	0	0	0	0	0
TOTAUX	100	100	42	42	45	45	13	13	0	0

Tab.9.4. LONGUEUR DES BLOCS SUIVANT L'ALTITUDE EN LIMOUSIN D'APRES R. LACOTTE

et aux corniches rocheuses. Ils n'apparaissent qu'en-dessous de ces noyaux rocheux. Aucun n'a pu être observé en l'absence d'affleurement de roche en place sous forme de chicot. Ce n'était pas le cas pour les revêtements à blocs non saillants.(8)

Ces revêtements à blocs saillants sont toujours constitués de blocs de grande taille et se trouvent effectivement dans la zone des revêtements d'arènes gélifluées généralisées. On rejoint là une des conclusions de R. LACOTTE. Cette remarque, associée aux observations faites à la Chamboîte et à Chaudabrit (B. ETLICHER, 1977) permet d'envisager **deux modes distincts d'incorporation des blocs dans l'arène.** (Fig.9.10a)

Le fauchage des noyaux rocheux est le premier type d'incorporation des blocs à l'arène; il se produit à la base de la zone de cémentation. C'est le schéma illustré par les exemples de Noirétable et de Lyomet pour la partie inférieure de la coupe. **Il fournit les plaquettes et les cubes qui composent l'essentiel des coupes.**

Dans ce cas, la taille des blocs est le reflet de l'espacement des diaclases mais l'amenuisement intervient rapidement vers l'aval. Il n'y a pas à proprement parler de gélivation pour détacher ces blocs: ils ne sont pas à l'air libre mais enfouis dans un manteau d'arène en transit plus ou moins épais. Compte tenu de l'épaisseur de ce manteau, on ne peut envisager **plus d'une alternance gel-**

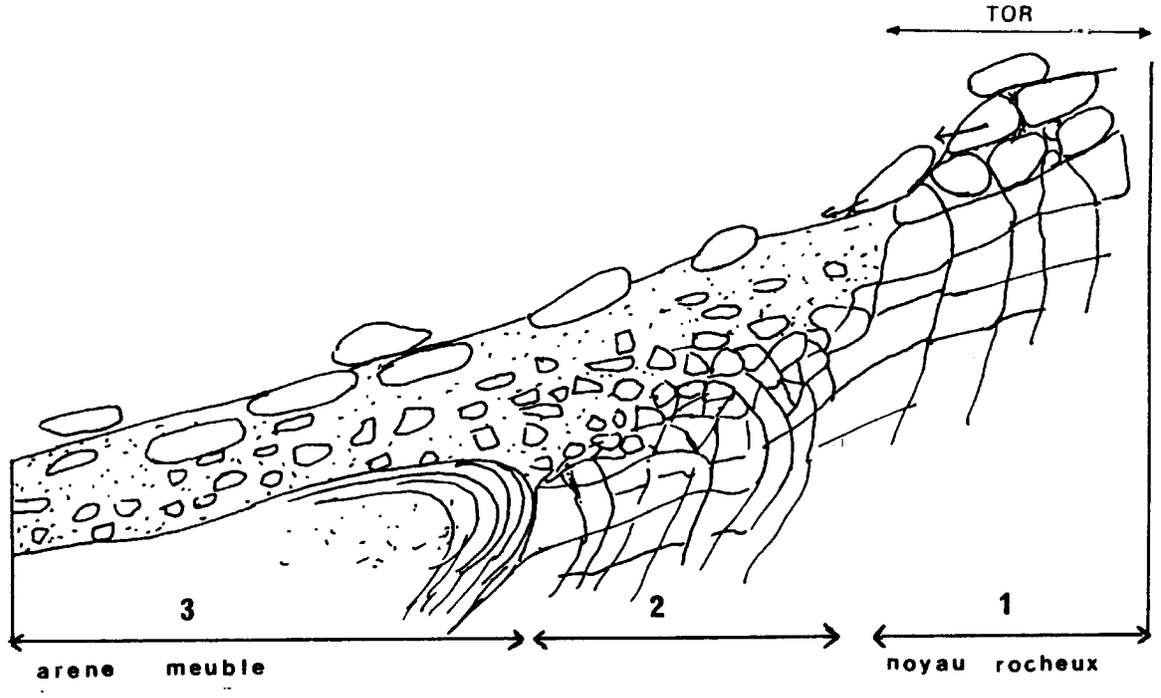
---

(8) Comme le montrent les observations au Montoncel.

dégel annuelle dans le cas d'un gel saisonnier profond.

La diminution de la taille des blocs à basse altitude constatée par R. LACOTTE (1976) ne peut s'expliquer comme le pense ce dernier par une augmentation du nombre de cycles de gel-dégel. L'examen détaillé des tableaux qu'il présente (Tab.9.4) montre qu'il n'y a strictement aucune différence dans la ventilation des tailles de blocs par tranche d'altitude pour les blocs petits et moyens (respectivement 10 à 35 cm et 40 à 80 cm). Seuls les blocs supérieurs à 1 m ont une répartition différente.

En résumé, dans ce type d'incorporation des blocs par fauchage, la taille des blocs ne fournit ***aucune indication sur les conditions thermiques de la surface*** *puisqu'en raison de la profondeur, les alternances gel-dégelse résument à une par an au mieux.* ***Elle révèle en revanche l'intensité de la fracturation des noyaux rocheux.***



LEGENDE.

En 1. la roche est **saine,** peu diaclasée; les boules se détachent du tor sous l'effet du gonflement des limons intersticiels et tombent sur le versant.

En 2. la roche est parcourue par une multitude de diaclases ouvertes plus ou moins remplies de fines. Le fauchage des blocs est général. Les blocs sont plus petits en raison d'une densité plus grande de la diaclasation.

En 3. l'arène meuble est fauchée.

La nourriture en blocs de l'arène remaniée s'effectue à la fois par la surface depuis les tors de la zone 1 et par la base dans la zone 2. Noter les différences dans la forme, la taille, parfois le faciès des blocs entre les deux modes d'incorporation des blocs.

Fig. 9.10a. LES DEUX MODES D'INCORPORATION DES BLOCS DANS L'ARENE

La chute des blocs sur l'arène est le second mode d'incorporation des blocs à l'arène. Cette chute ne peut se produire que s'il existe des affleurements exposés à la gélivation. Les sites propices à cette dynamique ne sont pas quelconques. **Les blocs restent alors en surface de l'arène: il ne s'incorporent pas véritablement dans l'épaisseur du manteau arénacé en déplacement.** Ils sont entrainés vers le bas par l'arène. Ce sont les Schwimmendenblocken des auteurs allemands (9). Dans certains cas, il est même possible d'envisager un déplacement individuel des blocs sur sol verglacé lorsque la pente est suffisante, explication proposée pour le versant nord du Pic de Chaudabrit (B. ETLICHER,1977).

La coupe de Lyomet (Fig.9.10b) illustre, s'il en était besoin, **l'absence complète de mélange entre les deux alimentations en blocs.** Dans ce cas précis en effet, la nature pétrographique des blocs incorporés par fauchage est différente de celle des tors qui se trouvent à l'amont du versant.

La coupe permet d'observer la succession suivante:

* Une formation de granite de Chalmazel, riche en enclaves, présentant un intense diaclasage en relation avec la faille de Chalmazel toute proche; vers le haut, le fauchage des diaclases s'amorce, ces dernières s'ouvrent et se remplissent de limons et sablons.
* Un contact progressif fait transition avec l'arène remaniée à blocs. Les blocs sont très anguleux, de taille décimétrique; le déchaussement des blocs est bien visible malgré la mauvaise orientation de la coupe.
* Sur cette arène à blocs, une arène de ruissellement enrichie à sa base par des limons présente un contact franc, parfois ravinant.
* Une formation d'arène à dalles de granite pophyroïde surmonte l'ensemble de la coupe. Les dalles ne sont enfouies qu'au quart de leur hauteur et elles dépassent le mètre de long. Reposant sur une arène de ruissellement lavée, elles se sont mises en place de manière indépendante.

Ces blocs de très grande taille traduisent l'action d'une intense macrogélivation, vraisemblablement avec des températures rigoureuses, peut-être un enneigement important avec des névés au pied des tors. Ces conditions

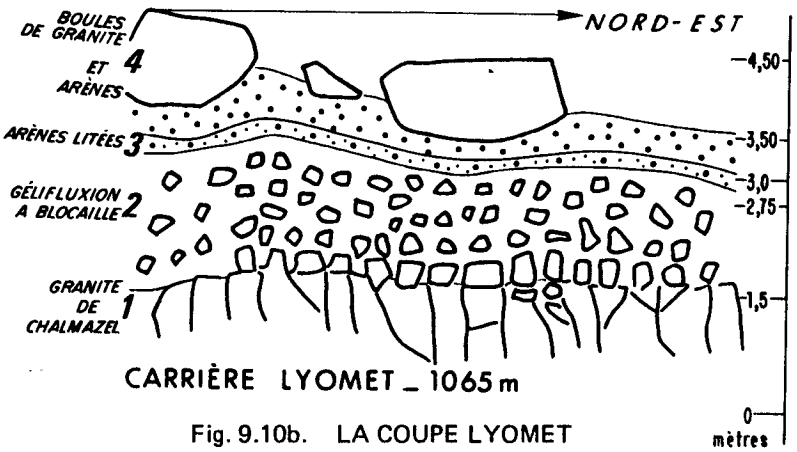


Fig. 9.10b. LA COUPE LYOMET

(9) Notamment FEZER (1981), WIHLELMY (1971) ...

expliquent leur localisation au-dessus de 900 mètres d'altitude.

La grande taille des blocs et leur aplatissement fréquent s'explique aisément: provenant des tors, des chicots ou de corniches qui sont des secteurs résistants, l'espacement des diaclases a de fortes chances d'y être plus grand *que partout ailleurs sur le versant; d'autre part, la gélivation exploite les faiblesses* structurales de la roche lorsqu'elles existent; en particulier dans le cas de granites plus ou moins orientés, les lits de micas sont exploités préférentiellement. Paradoxalement, un matériel plus altéré présente davantage de fracturation, éventuellement une altération d'autres minéraux que les micas dont la répartition dans la roche est plus homogène. Les lits de micas ne sont plus alors les seules lignes de faiblesse et il en résulte une forme plus cubique des cailloux.

Une fois en surface, ces dalles sont relativement immunisées face à l'altération et à la gélivation. La saturation en eau qui serait nécessaire à toute gélivation efficace est en effet rarement atteinte dans ces conditions. Il en est tout autrement des blocs noyés dans l'arène. Tout au plus peut-on noter sur les dalles en surface, une remontée d'eau par capillarité sur la face inférieure provoquant davantage une désagrégation granulaire de la roche sur cette face qu'un quelconque éclatement. Ces dalles se conservent assez bas sur les versants après des transits parfois importants notamment sur les versants des alvéoles comme le montre l'exemple de La Versanne (Fig.9.11)

En résumé, la présence de boules saillantes sur le versant traduit la vigueur d'une macrogélifraction sur les versants. Ce type d'arènes remaniées traduit non seulement un environnement plus rigoureux qui ne se trouve qu'à haute altitude mais est étroitement associé à la présence de tors ou de chicots en haut des versants. Ces boules migrent en surface, immunisées parce qu'à l'air libre et ne s'incorporent pas à l'arène.

2.6. LES MATRICES DES ARENES REMANIEES A BLOCS.

L'étude des matrices des arènes remaniées a fait l'objet de travaux nombreux: les plus complets sont ceux de J.C. FLAGEOLLET (1977), B.COQUE (1978) et R. LACOTTE (1976).

Tous les auteurs insistent sur l'aspect granulométriquement évolué de ces formations, sur l'absence de tri des éléments, la disposition en vrac et la fraîcheur minéralogique des matrices.

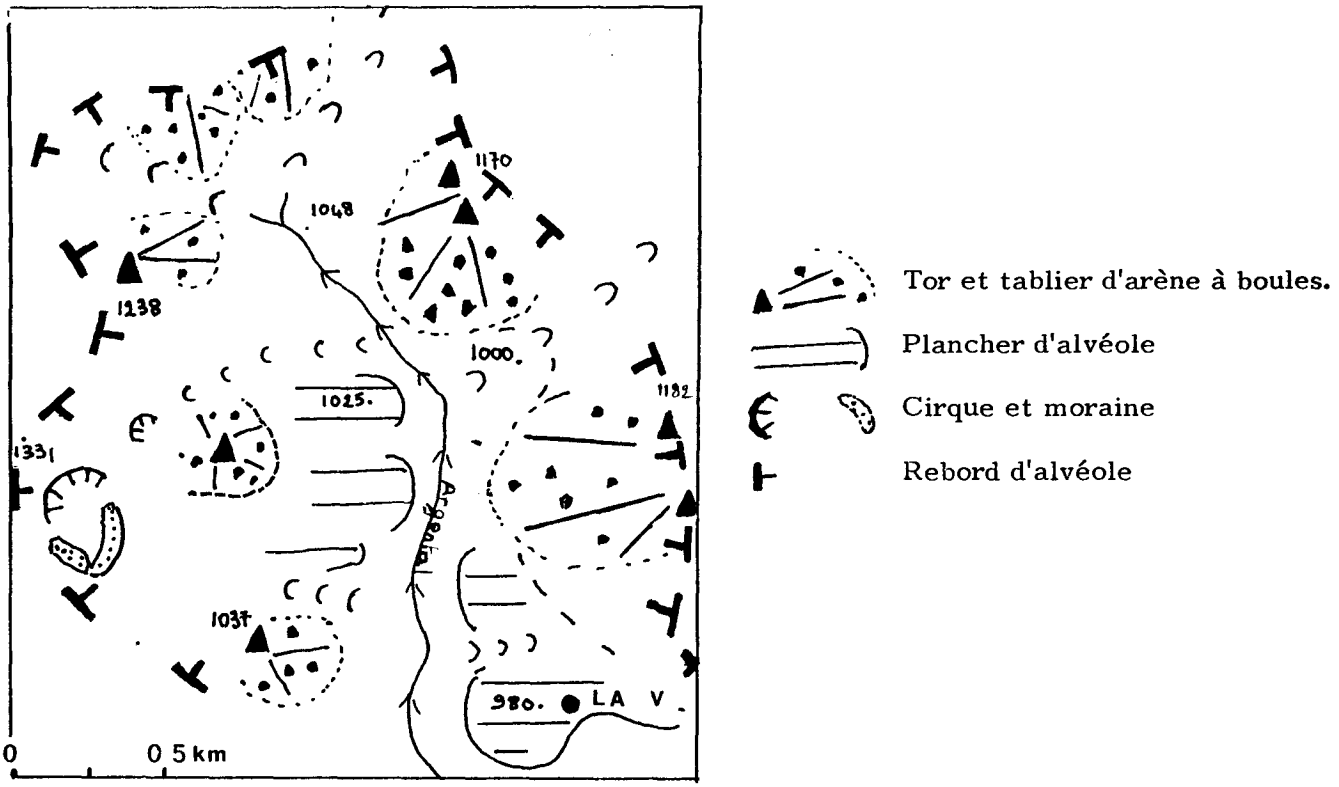


Fig. 9.11. VERSANTS D'ARENES A BOULES SAILLANTES A LA VERSANNE

Ces remarques méritent d'être sérieusement nuancées à l'expérience des massifs foréziens et vivarois.

Cinq types différents de matrice ont été identifiés à la suite de l'étude de terrain. Leur signification morphodynamique doit être précisée dans tous les cas.

2.6.1. Les matrices limoneuses en vrac.

Elles sont les plus fréquentes (Type I Fig.9.12)

Ces faciès sont caractérisés par l'absence de tri et de litage. La composition granulométrique dont quelques exemples sont donnés figure n°9.12 montre que la fraction sableuse l'emporte toujours sur la fraction limoneuse avec une part non négligeable de gravillons; toutes les courbes sont mal classées avec des indices d'hétérométrie de 1,5 à 2 (A. CAILLEUX et J. TRICART, 1967).

La fraction grossière est plus ou moins abondante selon la taille des grains de l'arène: les granites grossiers fournissent davantage de gravillons. La fraction argileuse est limitée à 3 ou 4% sur une moyenne de 100 échantillons analysés. Minéralogiquement, elle se compose d'hydrobiotite, d'intergrades illites-vermiculites, éventuellement de chlorite en faible quantité. La formation est toujours meuble; les coiffes limoneuses existent souvent au-dessus de 850 mètres d'altitude, toujours au-dessus de 1100 mètres où elles sont macroscopiquement visibles sur la face supérieure des blocs. Ces coiffes sont

l'une des manifestations de la structuration de la matrice après sa mise en place.

2.6.2. Les matrices à limons dominants. (TypeII Fig.9.12)

Ce type de matrice ne se trouve que dans des convois minces, proches de la surface. La coupe du bois des Sapins, le long de la D 500 à la limite de la Loire et de la Haute Loire en fournit un bon exemple. L'épaisseur de l'arène remaniée ne dépasse pas 30 cm; elle repose sur un contact franc, ravinant sur l'arène fauchée. Les blocs sont de type dalles de grande taille ou plaquette, avec une disposition marquée en dallage.

La matrice est pédogénétisée entièrement. Le lessivage la rend pulvérulente. Cette matrice correpond au second type de convois défini par J.C. FLAGEOLLET (1977) (10). Il est assimilable aux "couvertures limoneuses" de P. CURMI (1980).

2.6.3. Les matrices sablo-argileuses à la base des formations (Type III Fig.9.12)

Ce type est plus ou moins épais, parfois même inexistant selon les coupes. Il est toujours plus compacté que les précédents. La coupe de Roche-en Forez en donne un exemple représentatif.

Les courbes granulométriques distinguent mal ce type des précédents: cependant, la teneur en argile est toujours supérieure, à Marlioux comme à Roche, ceci quelque soit le faciès du granite. Au lieu de 3 à 4%, la teneur en argile atteint au minimum 7 à 8% parfois davantage, 10 ou 11%. Le reste de la courbe granulométrique présente la même forme générale, elle est rigoureusement parallèle aux autres types. L'origine de cet enrichissement en argile peut être recherché:

* dans une illuviation argileuse à partir des horizons supérieurs de l'arène remaniée: compte tenu de la profondeur de cet horizon dans des coupes comme Chorsin ou Gimel, il ne peut s'agir que d'une illuviation héritée: en aucun cas, le sol actuel ne se développe jusqu'à 2,5 m à 1000 m d'altitude actuellement. Il s'agirait d'un phénomène pédologique postérieur au dépôt mais antérieur à l'arène sus-jacente à matrice limoneuse.

* dans un héritage d'un stock d'altérites plus évoluées, plus argileuses que pour les autres matrices. Dans cette hypothèse, l'argile est antérieure au

---

(10) Thèse page 248.

dépôt. Ces matrices indiqueraient alors le début d'une période froide, ou une période froide plus ancienne que dans la partie supérieure. Remaniant des sols interglaciaires, cette partie est plus argileuse que la partie supérieure alimentée surtout par du matériel frais issu de la gélifraction.

* dans un amenuisement de l'arène in situ, après son dépôt, sous l'action de la gélifraction, plus intense que dans la partie supérieure; ce phénomène pourrait résulter d'une exposition plus longue -on rejoint là la thèse de l'antériorité chronologique- ou de conditions stationnelles plus favorables aux alternances de gel-dégel -la proximité d'un permafrost ou d'une nappe phréatique par exemple-. Cette dernière thèse suppose, pour être retenue, que deux incertitudes soient levées sur la capacité de la gélivation à fournir des fines en quantité suffisante à partir d'une arène. L'étude expérimentale permet, seule, de lever ces incertitudes.

2.6.4.La matrice litée sableuse de haute altitude (Type IV Fig.9.12)

Ces matrices apparaissent dans le domaine des arènes de ruissellement. En Forez, ce type est la règle au-dessus de 1200 mètres, mais il peut apparaître en-dessous, dans certaines conditions favorables: c'est le cas à Chalmazel au pied des murailles du chateau au-dessus du Lignon.

La courbe granulométrique est bien triée: il s'agit d'un tri lit par lit. La matériel est toujours minéralogiquement frais, les proportions de minéraux de la roche se retrouvant sans modification dans le dépôt. La dynamique de mise en place est le ruissellement et non la gélifluxion.

2.6.5. Les matrices à lentilles et à trous (Type V Fig.9.12)

Ces matrices présentent des courbes semblables à celles du troisième type. La teneur en argile y est du même ordre, l'altération du matériel est identique. Les plagioclases ont souvent disparu ou sont farineux, les orthoses sont en revanche, bien conservées. La différence avec le type III résulte de la structuration de la matrice. Au lieu du vrac généralisé, la structure est litée mais cependant différemment du cas précédent. Il ne s'agit pas de lits réguliers, continus, mais de lits discontinus, en relais, faisant alterner des lentilles sableuses, lavées, où les gravillons sont débarrassés de leurs fines et des secteurs enrichis en fines.

Ce litage est dissymétrique: l'enrichissement en fines est graduel au

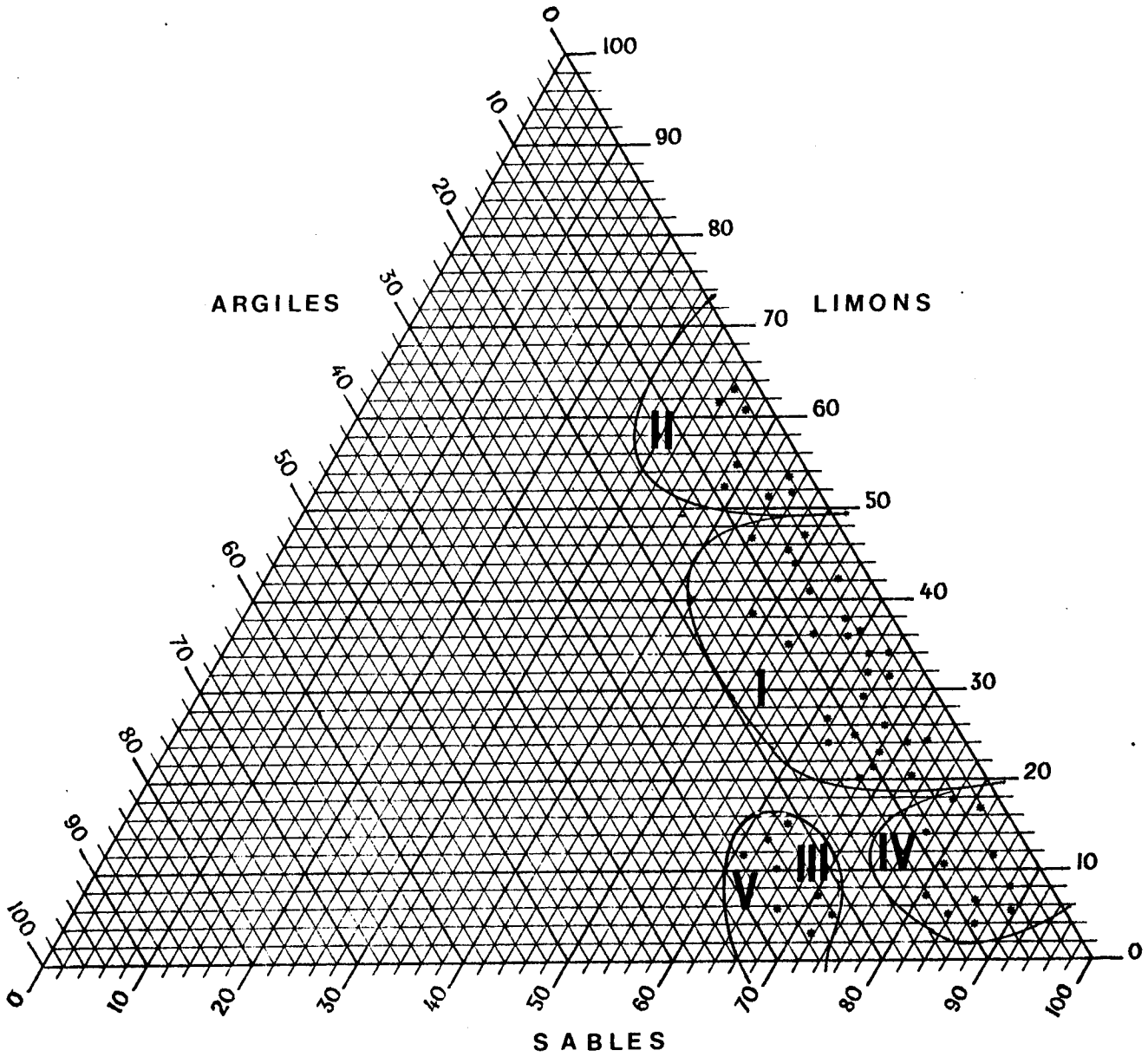


Fig. 9.12. LES TYPES DE MATRICE DES ARENES REMANIEES

sommet des lits grossiers, brutal à la base comme le montre le croquis (Fig.9.13).

La présence de nombreux trous et vides parfois centimétriques est un caractère remarquable de ces formations.

Ces caractères peuvent suggérer deux interprétations:

* dans la première, ruissellement et gélifluxion sont combinées: à la gélifluxion responsable des niveaux enrichis en fines, succède à de multiples reprises le ruissellement responsable des lentilles: il pourrait s'agir de ruissellements diffus, anastomosés, de type rill wash en surface du sol. Cette différence de dynamique peut n'avoir qu'une signification locale, liée notamment à la proximité de névés, ou bien en raison de sa fréquence, une signification

paléoclimatique régionale. Dans ce dernier cas, il faut y voir la marque d'un épisode froid particulièrement humide qui s'opposerait aux périodes froides et sèches où la gélifluxion est exclusive.

* Dans la seconde, les lentilles seraient apparues après la mise en place de la formation. La coulée de gélifluxion en vrac, "classique", est ensuite l'objet de remaniements internes après sa stabilisation. Cette structuration pourrait être comparable à l'échelle macroscopique aux structurations observées dans certaines formations à l'échelle microscopique sous l'influence de la glace de ségrégation. C'est tout le problème de la migration des fines dans l'arène qui est posé et de sa signification dynamique.

La présence d'abondantes coiffes limoneuses sur la face supérieure des blocs, observée dans ce type de matrice, est une présomption en faveur de la seconde interprétation.

En résumé, l'étude des matrices des formations d'arènes remaniées pose davantage de problèmes qu'elle n'en résoud: les problèmes de structuration des matrices, de l'origine des fines, des conditions climatiques permettant leur mise en place sont posé par l'existence de cinq types de matrices différents. Les conditions requises pour leur mise en place ne sont pas clairement établies: l'étude expérimentale peut seule éclairer le problème de l'origine des fines.

3.LES ARENES FAUCHEES ET LES ARENES LITEES.

Deux faciès doivent être distingués par leur localisation et leur signification.

3.1. LES ARENES FAUCHEES.

3.3.1. La répartition des arènes litées.

Les descriptions d'arènes fauchées sont devenues abondantes dans la littérature depuis celles de A.GODARD (1972): il n'est donc pas nécessaire de multiplier les exemples, ceci d'autant que les faciès ne présentent pas autant de variété que les arènes remaniées à blocs.

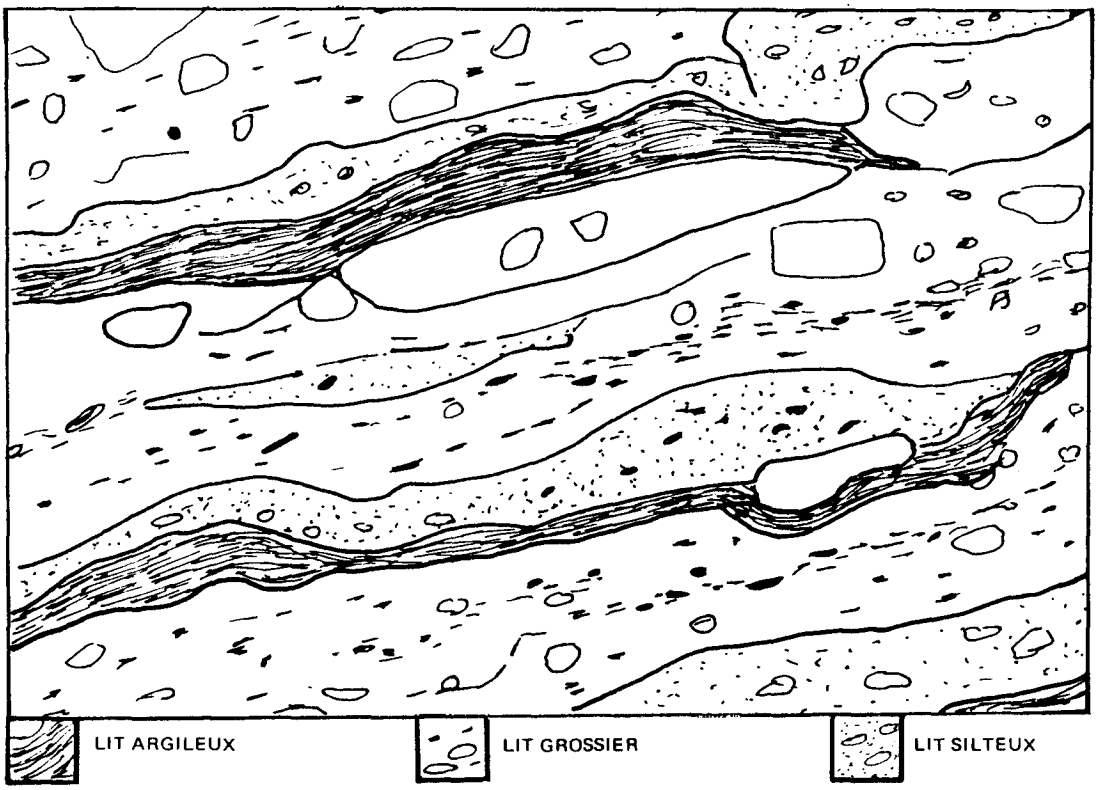


Fig. 9.13. LA DISSYMETRIE DE LITS FINS DE L'ARENE LITEE

La carrière des Trois Croix est située en exposition Sud à 1112 mètres d'altitude et entaille sur 10 mètres le granite du Grand Bois totalement arénisé. On observe:

* L'arène en place sur 4 mètres d'épaisseur, de couleur grise, totalement désagrégée sur l'épaisseur de la coupe; les minéraux sont cependant bien reconnaissables, à l'exception des plagioclases qui sont farineux. La décomposition en boules est assez marquée de même que les diaclases sont envahies de dépôts argileux verdâtre. Il n'y a pas, en revanche, d'argilification dans la masse de l'arène.

* L'arène fauchée est épaisse de 0,2 à 0,8 m, elle est soulignée par des bandes grises et blanches. Les bandes grises sont grossières, riches en biotites, les bandes blanches eont enrichies en fines. L'épaisseur des lits est de 0,5 à 1 cm avec parfois gonflement des lits limoneux autour des cailloux les plus grossiers (Fig.9.13). Les lits sombres sont sans limons et sans gravillons; les lits clairs sont enrichis en fines sans que la composition de la fraction grossière ne soit modifiée.

Les contacts entre les deux types de lits sont toujours francs, des ramifications pouvant intervenir. Un film argileux est localement observable au contact du lit fin et du lit grossier, souvent en saillie sur la coupe.(Fig.9.13) Il n'existe qu'au sommet des lits grossiers. Ce film se raccorde aux diaclases par fauchage, mais les caractères de compaction des lits fins disparaissent alors. Les remplissages de diaclase n'ont pas la cohésion des lits fins et ne font pas saillie sur le front de la coupe.

* Une arène à blocs couronne la coupe: elle est mince, 0,5 m à 0,8 m, recoupée par la pente, elle ravine les arènes. La taille des blocs est de 0,3 à 0,5 m de grand axe en moyenne mais parfois plus. La matrice est sableuse litée.

L'étude de toutes les coupes d'arènes fauchées révèle que leur répartition est loin d'être aussi large que celle des arènes remaniées à blocs. Il existe une limite inférieure en-dessous de laquelle ces formations n'existent pas. Il y a également des secteurs qui en sont totalement dépourvus. Il n'en n'existe pas sur les couvertures métamorphiques du Pilat, de la synforme de Toissieu et du massif de la Roche des Vents. En revanche, elles sont assez générales sur le massif du Pyfara-Grand Felletin, de part et d'autre du col de la Charousse notamment. Ces remarques sont données sous réserve de nouvelles coupes qui pourraient remettre en cause ces observations.

La ventilation des coupes d'arènes fauchées par type pétrographique en Pilat est la suivante: sur 24 coupes recensées, 14 sont en granite à biotite, 6 en gneiss leptyniques médians, 2 en anatexites claires de base, 2 en leptynites, 0 en granite à deux micas.

En Forez, la répartition n'est pas aussi tranchée: les granites à biotite dominent toujours, (4 coupes) mais sont proportionnellement moins bien représentés que les granites de Roche-en Forez (4 coupes), de Chalmazel (3) et porphyroïde (2).

D'autres facteurs de répartition interviennent de manière plus impérative que la pétrographie.

Les arènes fauchées sont absentes de la zone englacée du Forez. Elles existent sur les marges comme sur les nunataks au-dessus de la glace. Dans le périmètre englacé, il n'en existe aucune, conformément aux remarques d'A.GODARD (1972).

La route de Chalmazel aux Champas montre d'ailleurs parfaitement le démarrage des arènes fauchées en avant de la moraine de la Morte. Les arènes fauchées n'existent pas non plus en arrière des témoins les plus avancés du glacier. Elles sont absentes du plateau entre les Narses et Baracuchet; elles le sont également entre les moraines du Lachet et du télécabine de Chalmazel. Or dans le même site géomorphologique, à l'amont du plancher de l'alvéole de Chalmazel, elles apparaissent systématiquement au-delà des moraines du Lachet.

Cette répartition suggère une antériorité des arènes fauchées par rapport à l'extension des glaces ou tout au moins, à un décapage par le glacier des arènes susceptibles d'être fauchées. L'altération est en tout état de cause pré-glaciaire, antérieure non seulement au stade du maximum tel qu'il a été défini plus haut, mais au stade le plus ancien (Les Narses, le Lachet...)

Les arènes fauchées n'existent pas non plus dans les fonds de vallée: la pente des lits de l'arène est toujours inférieure à celle du versant. Cette

constatation souvent développée par A.GODARD (1972,1975,1978) a été reprise par J.C.FLAGEOLLET (1977), B. COQUE (1978), G. COUDE (1981). La pente des lits ne dépasse pas en Forez la valeur proposée par B. COQUE et se situe dans 90 % des cas entre 7 et 8°.

La limite altitudinale inférieure des arènes fauchées est plus locale que régionale. La plus basse des coupes connues, celle de Job sur le versant livradois du Forez, est à 695 m d'altitude. L'élévation en altitude vers l'Est pourrait suivre l'élévation normale vers l'intérieur du continent puisque elles existent à 300 mètres d'altitude en Bretagne, et au niveau de la mer en Irlande (A. COUDE,1977). Du Forez, au Pilat, l'élévation est nette: 700 mètres en livradois, 900 m sur le versant oriental du Forez, 850 m sur le versant occidental du Pilat, 950 m sur le versant oriental. Dans ce dernier massif, la raideur des pentes est un argument évoqué pour expliquer une mauvaise conservation des altérites. Elles existent pourtant souvent le long de la D.63: elles nourrissent des arènes à blocs mais ne sont pas fauchées. Les arènes litées décrites plus bas sur ce versant par J.P. LEGROS (1975) n'infirment pas ces conclusions, car elles procèdent d'une autre dynamique et ne résultent pas d'un fauchage.

A l'échelle locale, les arènes fauchées n'existent pas dans le fond des talwegs. Elles le dominent toujours parfois de 30 mètres. Même sur les versants des vallons élémentaires (Les Sétoux) ce perchement existe.

L'examen de leur localisation sur les cartes géomorphologiques (Planches H.T.) montre que deux sites sont privilégiés:

* **sur les surfaces sommitales ou en liaison avec elles, à la base des reliefs résiduels:** les exemples de Gimel, du Béal appartiennent à ce type.

* **Sur les replats et couloirs intermédiaires, à la base des talus qui les raccordent à la surface sommitale.** Ce site est le plus fréquent et les exemples sont légions: Cognières, l'Eau Vive....

Les concavités d'amont des replats sont des sites privilégiés parce que les vieilles altérites y ont peu de chances d'avoir été décapées. Il est surprenant, dans ces conditions, de constater leur absence dans les fonds des vallées principales où les concavités sont pourtant bien marquées. L'explication la plus logique est de penser à un creusement trop récent de ces vallées pour avoir permis une arénisation suffisante.

L'étendue des surfaces d'arènes fauchées est délicate à préciser: contrairement aux arènes à blocs, elles affleurent rarement parce que recouvertes par les secondes. Il est même difficile à la lecture des auteurs ayant écrit sur ce thème de se faire une idée précise de leur importance: est-ce une évolution générale des versants ou une évolution locale, importante par sa signification mais sans réelle extension?

Deux positions ont été implicitement retenues par les chercheurs.

Pour les premiers, l'entraînement d'une arène meuble dans un versant qui est soumis à la migration de sa partie superficielle est un phénomène local, lié à des conditions d'altération particulières: le plus souvent, c'est un panneau d'arène pénétrante qui est déformé entre deux panneaux arénisés.

Pour les seconds, ce sont des arènes épidermiques qui se trouvent entraînées. L'altération est ici strictement météorique, alors que, dans le premier cas, une préparation de l'altération par la fracturation voire la tectonisation est fréquente. L'intervention de l'hydrothermalisme n'est pas non plus à exclure: la question a été notamment développée par B. COQUE (1978) en Margeride.

Du choix de l'une ou l'autre explication dépend la répartition des arènes fauchées sur le terrain.

La distinction entre arènes météoriques et arènes pénétrantes est un vaste problème qui n'a pas encore trouvé de solution satisfaisante. Pour J.C. FLAGEOLLET (1977), la présence de séricite est un argument déterminant; pour B.COQUE, les arènes hydrothermales se caractérisent par l'abondance de smectites (Montmorilonites et Bedeillites). Les analyses de minéraux argileux effectuées sur les coupes d'arènes fauchées montrent qu'il serait vain de généraliser (Tab.9.5)

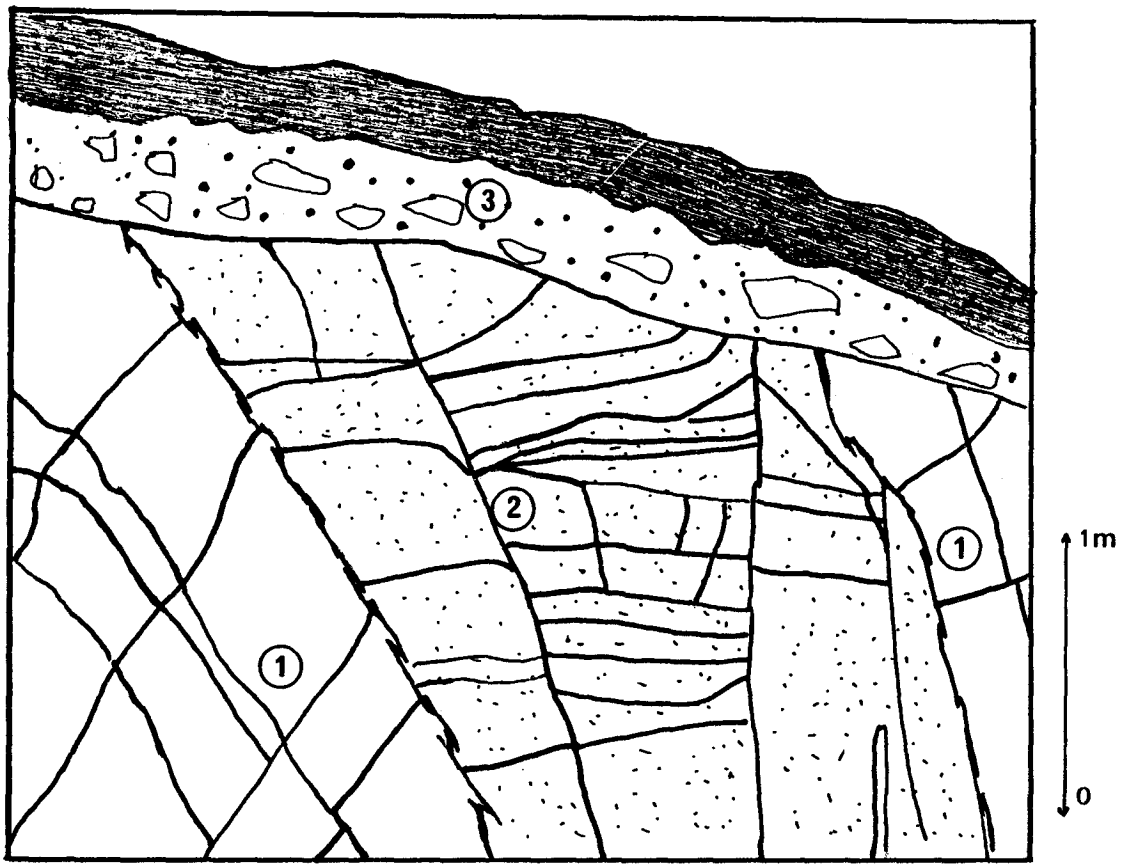
Les exemples sont nombreux où les argiles dominantes sont la kaolinite et la gibbsite traduisant plutôt une altération météorique intense (Chorsin, Chalmazel...) En revanche, d'autres coupes révèlent une écrasante proportion de smectites, approchant les 100%. Ces smectites pourraient être des bedeillites d'origine hydrothermales. (11)

Si la thèse de l'arène pénétrante est retenue, l'absence d'arènes fauchées à basse altitude traduit l'absence de la dynamique de fauchage pour des raisons paléoclimatiques défavorables à cette dynamique à basse altitude. La limite des arènes fauchées est alors essentiellement paléoclimatique, péirglaciaire si l'on admet une origine périglaciaire du fauchage. Il est en effet exclu d'imaginer que les arènes pénétrantes disparaissent en-dessous d'une certaine altitude et l'expérience de terrain le dément.

Si la thèse de l'arène météorique est retenue, l'absence d'arène fauchée peut correspondre à une limite de niveau d'altération. La répartition est alors davantage liée à tel ou tel niveau d'érosion, à tel ou tel type d'altérite, à telle

---

(11) Selon J. DEJOU, 1981 , communication écrite.



1. Panneaux de roche saine, diaclasée.
2. Panneau arénisé, meuble, aux diaclases argilifiées.
3. Arène à blocs en transit sur l'ensemble du versant.

Fig. 9.14. LA COUPE DE LA COUETTE

Echantillon	Kaolinite	Smectite (1)	Illite	Chlorite (2)	Quartz	Feldsp.	Autres
1	5	90					
2	5	65	30				
3	15	60	5	20			
4	65 (3)		20	15		+	G
5	traces	95	5		+		C
6	15	65	10	10	+	traces	

1. Chaumienne: anatexite claire
2. Cognières : granite de Roche en Forez.
3. Gimel: granite à cordiérite.
4. Trois Croix: granite à biotite.
5. Les sétoux: Gneiss leptynique.
6. La Fauchara: gneiss Leptynique.

(1) Smectites de type Bédeillite. (2) Chlorite et intergrades chlorite-vermiculite.
(3) Halloysite. G= Gibbsite. C= Corbite.
Analyse: M.N. LE COUSTUMER.

Tab. 9.5. MINERALOGIE DES ARGILES DES ARENES FAUCHEES

ou telle génération d'arène. L'arène fauchée devient alors la règle sur certains types de versants et n'est pas un accident lié à des conditions locales.

Dans le premier cas, le fait structural est premier, dans le second c'est l'héritage morphogénique.

La cartographie ne peut entièrement lever le doute: les arènes fauchées ne sont repérables que dans des coupes dont on sait qu'elles sont mal réparties.

Avec prudence, la répartition des arènes fauchées suggère qu'elles **sont liées avec les surfaces éogènes et miocènes.** En contrebas des grands couloirs, les coupes sont nombreuses, à des altitudes suffisantes, sur des pentes suffisantes révélant des panneaux arénisés qui ne sont pas fauchés. La coupe de la Couette n'en est qu'un exemple.

La coupe est située en bordure du chemin menant à la chapelle de Saint Sabin depuis le C.D.63. A 970 m d'altitude, au Sud du crêt de Peillouté, elle est ouverte dans le granite à biotite. Sur 2 mètres, (Fig.9.14), un panneau d'arène est limité par des diaclases verticales. L'arène est meuble, mais l'architecture est parfaitement conservée. Les filons de quartz, les filonnets d'argile soulignant la diaclasation sont nettement observables. L'ensemble n'a fait l'objet d'aucun déplacement. De part et d'autre de ce panneau déblayé pour l'extraction de sable, le granite est cohérent et ne présente un début d'arénisation qu'à proximité de la surface. L'ensemble est recouvert d'une arène à blocs parallèlement à la pente (15°) de la surface. Aucun entrainement de l'arène par la formation supérieure n'est perceptible.

Le fauchage n'apparaît nullement dans cet exemple. Il est vrai que la coupe n'est perchée que de 15 mètres au-dessus du talweg en contrebas du plancher de l'alvéole du Ternay.

En revanche, les cas rares où de nouvelles coupes ont été ouvertes pendant la durée des prospections sur le terrain, ont toujours confirmé le caractère systématique et général du fauchage.

En 1972, la coupe du col de Gimel montrait de remarquables arènes fauchées; il était légitime de penser qu'il s'agissait d'un phénomène local; or depuis 1976, cinq coupes ont été ouvertes dans une position géomorphologique identique le long du G.R.7 et en contrebas du col, sur le chemin des Granges de Gimel. Elles ont toutes montré des arènes fauchées.

Sur le versant occidental du Panère et du Grand Bois, aucune coupe n'existait lors des levers en 1978. La position était favorable à l'apparition de telles arènes (altitude, raccordement de la surface sommitale aux couloirs et alvéoles..) Les travaux d'élargissement du C.D.22 entre le col de la République et Saint Genest-Malifaux ont permis sur 1,5 km de long de confirmer la justesse de la prédiction en 1982.

En Forez, un fait identique s'est produit lors de l'élargissement de la route de Sauvain à la station de ski de Chalmazel en 1983: les arènes fauchées sont omni-présentes, comme elles le sont sur la totalité de la concavité à l'amont du plancher de l'alvéole. L'une des coupes décrite, l'Eau Vive appartient à ce site.

En l'absence de coupes et d'autres méthodes de détection, la cartographie des arènes fauchées ne peut être que partielle. Seules les unités géomorphologiques où des coupes ont été observées sont cartographiées, mais il est vraisemblable que d'autres secteurs existent, tel le talus bordant à l'Ouest les massifs du Felletin et du Pyfara au-dessus de l'alvéole des Sétoux.

Il semble donc bien que les arènes fauchées soient des formations généralisées sur les versants favorables et non des formations ponctuelles. Elles sont rarement visibles en raison de leur développement au bas des versants, là où précisément les arènes à blocs les recouvrent avec leur plus grande épaisseur.

La position des arènes fauchées sur les replats et couloirs, et en contre-haut de ces derniers apparaît comme une règle assez générale. Il ne s'agit pas de prétendre que les arènes fauchées sont la règle partout au-dessus de ces replats: des circonstances locales sont nécessaires pour leur développement et leur conservation: parmi celles-ci, les concavités de bas de talus sont privilégiées.

Aucun gisement n'est en revanche connu en contrebas des planchers des couloirs et alvéoles miocènes, ni en Forez, ni en Vivarais. Il serait cependant fort imprudent d'en déduire un âge.

3.1.2. La dynamique des arènes fauchées

La dynamique des arènes fauchées ne pose plus de problème majeur de compréhension: elle pose en revanche un redoutable problème d'interprétation du milieu paléoclimatique responsable de leur développement, problème

Le fauchage des diaclases traduit parfaitement un déplacement en masse sur le versant d'autant plus rapide que l'on approche du sommet, "une déformation progressive, parfois très accentuée de la masse rocheuse enracinée sous l'effet de gravité mais sans rupture des structures anciennes."(12)

P.CURMI (1980) a bien montré qu'il s'agissait de micro-cisaillement des diaclases en relais vers le haut, un léger glissement vers l'aval les uns sur les autres, des volumes lamellaires qui conservent la structure du granite. Le glissement est favorisé par la richesse en fines, essentiellement issue de l'altération des plagioclases. P.CURMI a insisté sur ce dernier point: le fauchage n'est possible

---

(12) J. C. FLAGEOLLET (1977) Thèse page 248.

que lorsque l'arène a acquis un certain degré d'ameublissement et notamment que les plagioclases sont argilifiés.

Si ce mécanisme paraît assez clair, les conditions de milieu nécessaires au déclenchement du processus le sont moins. Les auteurs qui ont abordé cette question sont peu nombreux: ce n'est le cas ni de J.C. FLAGEOLLET, ni de P. CURMI, ni de P. AUROUSSEAU (1976)(13). En 1975, A.GODARD doit reconnaitre que l'incertitude demeure et que la preuve n'est pas faite qu'un milieu froid est indispensable. Mais c'est cette dernière thèse qui est retenue par B. COQUE (1978) puis G. COUDE (1981).

Une première difficulté vient de la pauvreté en fines de ces formations. On conçoit assez mal comment pourrait se produire une saturation dans un matériel si perméable.

Il convient ici de rappeler les caractères granulométriques et minéralogiques de ce matériel en tous points comparables aux observations faites ailleurs. La teneur en argile ne dépasse pas 7 %, argiles qui souvent, n'appartiennent pas aux argiles gonflantes puisqu'il s'agit de kaolinite et de gibbsite.(Tab.9.5) Les autres minéraux sont l'illite et les intergrades illite-vermiculite.

Certaines coupes où l'altération hydrothermale est probable montrent des smectites exclusives sans d'ailleurs que le faciès dynamique de l'arène soit modifié en quoi que ce soit.

Cette dernière remarque laisse penser que les phénomènes de saturation en eau n'interviennent que peu ou pas dans la dynamique de fauchage.

Quant à l'importance de la fraction limoneuse qui est essentielle pour comprendre la saturation de l'arène, elle varie d'une coupe à l'autre dans des proportions larges sans que ces variations n'influent sur la dynamique de l'arène.

La saturation de ces arènes ne peut guère intervenir même avec un sol gelé sous-jacent. L'amortissement du fauchage et son enracinement en profondeur ne peuvent s'expliquer par le glissement d'une tranche de sol dégelée sur un substrat gelé: dans ce cas, le contact est brutal et se traduit par un cisaillement.

Pour d'autres, (P. AUROUSSEAU,1976; J.C. FLAGEOLLET, 1977; P. CURMI, 1980) l'arène fauchée est solidarisée plus ou moins de l'arène à blocs: le fauchage résulte de l'entrainement mécanique par l'arène à blocs lors de son déplacement. Cette interprétation pose le problème des rapports entre ces deux formations.

Le problème de la dynamique, à l'examen des diverses thèses en présence, ne peut être étudié qu'en examinant les conditions dynamiques du passage du

---

(13) Encore qu'en liant ladynamique de l'arène et du convoi, ces auteurs admettent implicitement un certain milieu climatique.

fauchage à la gélifluxion. L'étude micromorphologique devra permettre de replacer ce problème dans son cadre local.

3.2. LES ARENES DE RUISSELLEMENT

Sous cette appellation ont été désignées en 1976 des arènes litées qui, à la différence du type précédent, résultent d'un ruissellement superficiel.

3.2.1. La dynamique des arènes de ruissellement

Ces arènes sont caractérisées par une dynamique originale sans rapport avec la gélifluxion ou le fauchage. Elles peuvent être associées à des blocs dans certains cas, et l'on se trouve alors devant des arènes à blocs à matrice litée; le plus souvent, les blocs sont rares et de petite taille.

Deux coupes permettent d'illustrer ces différents cas.

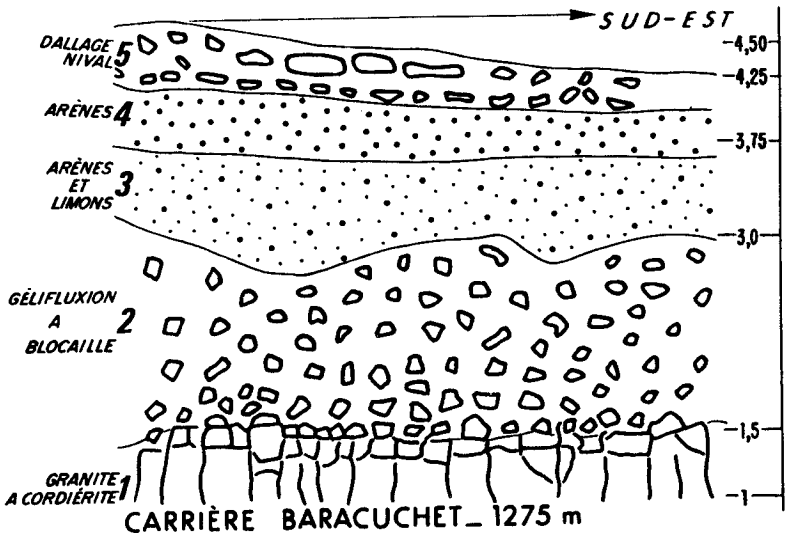
La coupe du col de Baracuchet présente au-dessus d'une arène remaniée à blocs, une formation d'arènes de près d'un mètre d'épaisseur, enrichie en limons, ce qui se traduit par un net décrochement sur la courbe granulométrique. Vers le haut, la teneur en limons diminue brusquement et la courbe se linéarise en employant une ordonnée gaussienne. (Fig.9.15)

Minéralogiquement, le matériel est frais, seuls les plagioclases ont souffert: ils ne sont plus présents que dans un rapport de 0,4 avec la roche-mère. Corrélativement, on assiste à un enrichissement en quartz et feldspaths potassiques.

La coupe de la Chamboîte présente un dépôt analogue. La matrice litée est exclusivement sableuse. La proportion des différentes espèces minérales reflète exactement celle de la roche-mère, ici le granite porphyroïde. Les lits sont parallèles à la pente du versant et ne sont jamais recoupés comme pour les arènes fauchées.

L'originalité de ces formations a été montrée (B. ETLICHER,1977); elles ne peuvent être identifiées aux arènes fauchées dont elles se distinguent par la granulométrie (teneur en fines plus faible), la minéralogie, le mode de gisement et les rapports avec les autres formations de pente.

Les phénomènes de ruissellement sont à l'origine de ces dépôts, ruissellement diffus ou rill wash. Le lavage des fines sur la totalité de l'épaisseur de ces arènes s'explique par un ruissellement diffus, de faible compétence qui ne peut se comprendre dans un matériel aussi poreux sans une imperméabilisation par le gel du sol en profondeur.



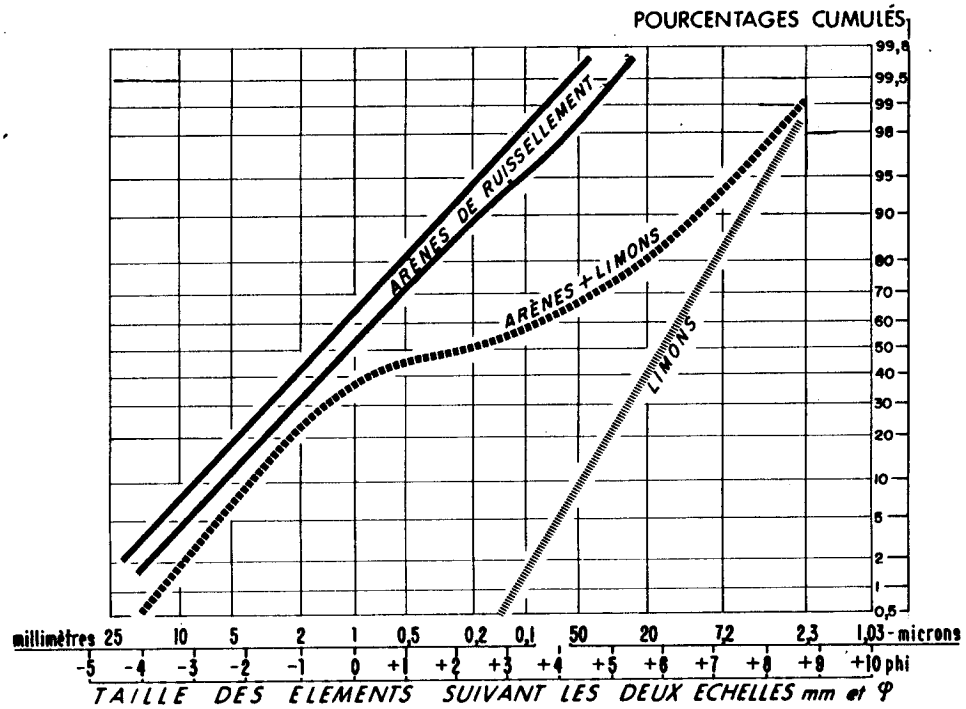


Fig. 9.15. BARACUCHET : COUPE ET GRANULOMETRIE

De tels phénomènes ont été décrits en Arctique et notamment au Grœnland par J. MALAURIE (1968) au printemps lors du dégel. Il s'agit d'un ruissellement sur sol gelé, lorsque la tranche dégelée reste encore très faible, de l'ordre de quelques centimètres et que les eaux issues de la fonte des neiges saturent totalement les horizons superficiels et alimentent un ruissellement diffus sur un sol dépourvu de végétation.

3.2.2. La répartition des arènes de ruissellement.

Les arènes de ruissellement sont géographiquement très concentrées. Les sommets de la Croix du Ladret, du Béal, de Pierre-sur-Haute, la partie supérieure du talus-limite de la surface sommitale jusqu'au col des Supeyres et de l'Homme Mort présentent ce faciès. Elles n'apparaissent pas plus au Sud en raison de l'altitude insuffisante. Pour la même raison, elles n'ont pu être observées dans le massif des Bois Noirs ni au Sud du Forez.

Dans les massifs vivarois, les arènes de ruissellement sont moins répandues: l'altitude est souvent trop faible; cependant, de belles coupes existent sous le col de l'Oeillon, au-dessus de Roisey, au col de Gimel, aux Confins, et surtout au Pyfara sur la route forestière des crêtes et au grand Felletin de part et d'autre du col de la Charousse.

Plus au Sud, les observations sont moins nombreuses mais ces arènes existent à La Louvesc et dans la carrière des Estables.

L'étude systématique de leur altitude et de leur orientation fait apparaître essentiellement une limite inférieure: elle reste cependant délicate à cerner, car sur beaucoup de coupes, l'arène de ruissellement n'existe qu'à un certain niveau.

Cette limite est d'environ 1200 mètres. Les premières apparaissent vers 900 mètres, (3 unités de surface) mais ne deviennent significatives que vers 1100 m avec 49 unités. Leur part dans le total des surfaces reste modéré mais croît fortement vers le haut. Il passe de 4% à 1000 mètres à 82% à 1500 mètres en passant par 48 et 55%. Dans les massifs orientaux, les effectifs sont plus réduits: ils n'atteignent que 22% à 1200 mètres et 40% à 1300 mètres. Ces valeurs seraient portées à 82% pour la tranche la plus élevée de 1350 à 1390 mètres.

La dynamique de ruissellement se généralise au-dessus de 1350 mètres environ et devient quasi-exclusive au-dessus de cette altitude. La gélifluxion n'apparaît plus alors que sporadiquement dans certaines coupes ou à certains niveaux des coupes. Elle traduit une nuance rigoureuse des conditions paléoclimatiques, où le ruissellement sur sol gelé alimenté par les fontes de neige remplace la gélifluxion.

4.DALLAGES ET LITS DE CAILLASSE.

Sous ces appellations sont rassemblés des dépôts de pente assez peu répandus mais dont l'interprétation s'avère délicate dans la perspective d'une recherche paléoclimatique.

4.1. LES LITS DE CAILLASSE

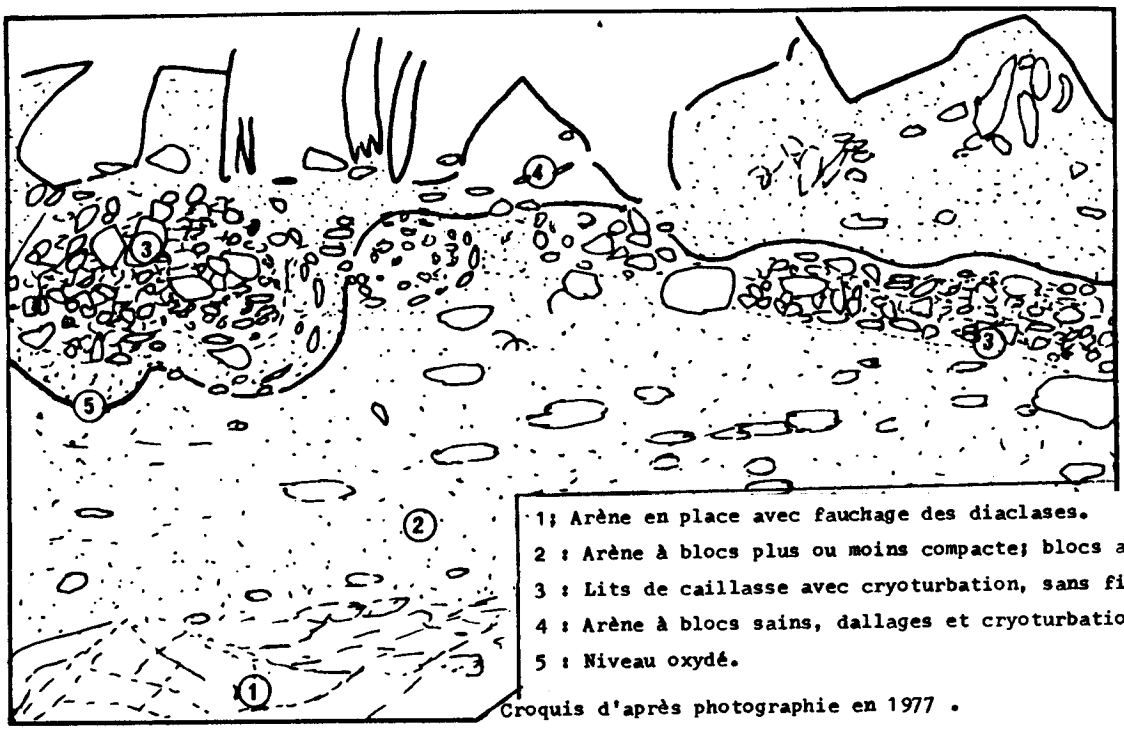
Cette formation est très étendue au sommet du Pyfara et dans quelques autres secteurs du Pilat. L'exemple retenu est celui du chemin des crêtes du Pyfara à 1390 m d'altitude.

La coupe est ouverte sous le sommet, face au Sud; sur une hauteur de 2 à 4 mètres, elle présente: (Fig.9.16)

* Une formation à blocs, limoneuse, dont la base est mal localisable car le passage avec l'arène en place se fait progressivement par fauchage des noyaux rocheux.

* Cette formation se tasse vers le haut, la teneur en fines s'accroit: les blocs sont posés à plat; cet horizon a 50 à 60 cm d'épaisseur.

* Un niveau lavé, recouvre cette arène à blocs: il débute par des sables fins et des gravillons où les fines ont disparu; très vite un niveau caillouteux prend le relais où les vides occupent autant de place que les cailloux. Revêtus de coiffes limoneuses, les cailloux forment un banc de 20 à 50 cm d'épaisseur, à structure open-work. De ce banc, des cheminées de pierres s'élèvent jusqu'à la surface, traduisant l'intensité de la cryoturbation. Ces cheminées atteignent l'humus du sol podzolique qui se développe aux dépens de l'arène à blocs qui surmonte ce lit de caillasse. La taille et la forme des cailloux sont différents dans le lit de caillasse et dans l'arène à blocs sous-jacente. Deux phases distinctes de mise en place doivent donc être admises.



1 : Arène en place avec fauchage des diaclases.
2 : Arène à blocs plus ou moins compacte; blocs altérés.
3 : Lits de caillasse avec cryoturbation, sans fines.
4 : Arène à blocs sains, dallages et cryoturbations locales.
5 : Niveau oxydé.

Croquis d'après photographie en 1977 .

Fig. 9.16. LA COUPE DU PYFARA

L'interprétation de ce type de formation soulève les interrogations suivantes. Il est possible d'imaginer un lavage en surface d'une formation à blocs sur une assez grande épaisseur aboutissant à la concentration des blocs. Ce lavage pourrait s'être réalisé à l'air libre ou en profondeur, au contact d'une nappe perchée en raison du gel de l'arène à blocs sous-jacente ou de la compaction de celle-ci.

Il serait cependant possible d'invoquer une migration des cailloux issus de l'arène à blocs sous-jacente par l'effet bien connu du tri des matériaux en milieu périglaciaire. Un véritable pavage peut alors se développer en surface. Le lavage par ruissellement, la déflation éolienne ne sont pas à exclure pour expliquer la concentration des blocs en surface.

De nouvelles coupes ouvertes en 1981 au Col de la Charousse permettent de préciser certains aspects du problème.

Sur le versant méridional du massif, à 1295 m d'altitude, une coupe permet d'observer 5 lits de caillasse superposés séparés par des lits de fines. Epais de 30 à 35 cm chacun, ils sont d'épaisseur croissante vers le haut de la coupe alors que la compaction des lits de fines est croissante vers le bas. Ces lits ont une inclinaison forte, celle du versant, 20° environ. La ressemblance de cette formation avec des grèzes litées est tou-à-fait étonnante. Seule la compaction des lits gras est propre à ce matériel cristallin.

Le contact avec la roche en place est visible à la base de la coupe: il se fait par un niveau gras, montrant le fauchage des diaclases et l'incorporation des fines dans celles-ci à la manière de la coupe de Noirétable. Ce premier niveau gras est le seul à n'être pas compacté. Il est également beaucoup plus épais, 1,2m.

Les deux lits supérieurs présentent quelque originalité: la pétrographie y est différente, il s'agit de granite à deux micas, probablement d'origine filonienne, alors que le reste de la coupe est développé dans les gneiss leptyniques médians. La forme des cailloux est plus émoussée, ils sont de plus grande taille. Leur disposition évoque celle des sols striés tels qu'ils s'observent aux crêtes du Pyfara.

Ces dernières observations sont peu compatibles avec un tri des matériaux sous le seul effet de la cryoturbation même si ce phénomène a joué sur la partie superficielle de la coupe. La superposition de lits de caillasses apparaît bien comme le résultat de l'arrivée sur le versant à plusieurs reprises de matériel grossier et de matériel fin selon une dynamique faisant alterner ruissellement diffus et gélifluxion telle qu'elle a été proposée par Y. GUILLEN (1953).

Il est très vraisemblable que pour une part, le lit grossier résulte du lavage en surface d'une coulée de gélifluxion semblable à celle des arènes à blocs. Ce lavage par les névés s'explique par la position du dépôt à forte altitude au droit d'un col, sous le vent. Dans tous les cas, il faut admettre un dépôt en plusieurs épisodes sucessifs.

4.2. LES DALLAGES.

4.2.1. Définition

Par dallage, il faut entendre des formations comprenant des blocs et des cailloux aplatis, disposés à plat, à la manière d'une stone-line, sur une ligne parallèle à la surface topographique. Cette ligne peut être simple, mais parfois des récurrences sont visibles comme dans la coupe de Baracuchet où deux et localement trois dallages sont superposés.

Au-dessus des arènes de ruissellement décrites plus haut, une formation sablo-limono-argileuse épaisse de 0,5 m avec quelques gravillons se trouve interrompue à deux reprises par des lignes de petits cailloux à fort aplatissement (I = 300),contitués de matériel local. La taille maximale des éléments est de 20 à 30 cm.

A l'Eau Vive, les faits sont analogues: le dallage est cependant affecté localement d'une cryoturbation ultérieure. Les plaquettes sont redressées à la verticale et dessinent en coupe les guirlandes d'un sol strié.

Ces dallages sont toujours la dernière manifestation de l'évolution des versants. Ils recouvrent les arènes à blocs et, dans certains cas, la transition n'est pas aisée à fixer: des alignements de blocs en dallage existent en effet dans certains niveaux d'arènes remaniées à blocs.

Deux interprétations ont été proposées pour leur mise en place:

* la première par Y. DEWOLF (1975), l'a été au Mont Lozère. La dynamique nivale serait responsable d'un lavage des fines par ruissellement diffus; les dalles sont ainsi immunisées de la gélivation.

* La seconde ferait de ces dallages une simple manifestation du ruissellement diffus.

4.2.2. L'enseignement des observations à Chomelix.

Les observations effectuées à Chomélix (Haute Loire) de 1974 à 1978 semblent permettre d'esquisser une interprétation.

La vallée de l'Ance a été ravagée par un incendie d'une rare violence, maitrisé grace à l'appui des avions canadairs au bout de dix jours.

Bien qu'aucun relevé précis n'ait été fait avant l'incendie, des visites régulières sur le site ont montré la vigueur du décapage des versants raides de la vallée de l'Ance.

Les têtes de rochers et les tors ont été déchaussés d'une hauteur de variant

suivant les lieux de 20 à 30 cm. Le choc thermique a provoqué un débitage des affleurements rocheux par un réseau de fissures verticales très denses séparant des plaquettes de 5 cm d'épaisseur en moyenne.

Le ruissellement des orages d'automne déchaussant les noyaux rocheux, étale les plaquettes qui forment un véritable dallage sur le versant. Les mesures et les peintures effectuées sur ces plaquettes, comme sur les noyaux rocheux ont montré que les fissures s'ouvraient en hiver sous l'effet du gel et de l'insinuation de fines, mais qu'aucune fissure nouvelle n'apparaissait sous l'effet du gel.

Au bout de trois années, la stabilisation est confirmée.Un dépôt colluvial de 3 à 10 cm d'épaisseur surmonté d'un dallage plus ou moins continu s'est constitué: le ruissellement diffus entre les plaquettes est très actif et ces dernières sont un obstacle à la concentration du ruissellement. Au bout de trois ans, le décapage atteint localement 60 cm sur des versants de 10%.

Sur les versants les plus raides, le déchaussement des tors a pu être considérable et des blocs métriques ont dévalé la pente, bien reconnaissables par le noir de fumée recouvrant toutes les parties à l'air libre lors de l'incendie et constitue un marquage naturel indélébile et précis.

La découverte de nombreux charbons de bois dans les dépôts accompagnant les dallages en Forez comme en Pilat laisse penser que cette dynamique a pu fonctionner. Dans cette hypothèse, ce type de dépôts n'appartiendrait déjà plus à l'action périglaciaire mais à l'action d'incendies holocènes, peutêtre liés aux premiers défrichements par l'homme. Le débit en minces plaquettes est un indice assez caractéristique des chocs thermiques.

En résumé, il est clair que les dallages ne doivent pas être imputés de manière systématique à la dynamique périglaciaire. Beaucoup d'observations les montrent couronnant des formations de pente, à la base de colluvions: ils doivent être imputés à l'action anthropique. D'autres, intercalés dans des séquences à faciès périglaciaire sont à rapporter à cette dynamique. Dans les deux cas, les phénomènes de ruissellement interviennent dans leur genèse, associés à lacryoturbation et à la déflation éolienne dans la seconde hypothèse seulement. Ces nuances expliquent que ces derniers dallages soient plus épais, plus irréguliers, avec des blocs redressés. Les marques de cryoturbation permettent, en général, de lever le doute sur l'origine des dallages.

5.LES SUPERPOSITIONS DE FORMATIONS ET LEURS PROBLEMES.

5.1. LES TYPES DE SUPERPOSITION.

Les coupes ne présentant qu'un faciès unique de formations remaniées sont une minorité. A l'exception des arènes remaniées à blocs qui se présentent seules avec une fréquence de 60 % des observations, la plupart des formations sont associées en séquences complexes superposées.

Des séquences caractéristiques apparaissent plus fréquemment sur les versants: leur description et leur interprétation s'impose car elles peuvent révéler des modifications de l'environnement morpho-dynamique qu'il convient d'interpréter.

La superposition la plus banale est la superposition arène fauchée-arène remaniée à blocs. C'est aussi celle dont l'interprétation est la plus délicate.

Les exemples de cette superposition sont légion à toutes les altitudes. Les coupes de référence décrites présentent cette séquence. La disposition inverse n' a jamais été observée sur de grandes distances. Elle ne peut d'ailleurs jamais l'être si la dynamique de fauchage retenue est la bonne explication des faits.

Sur de courtes distances toutefois, la disposition inverse peut être observée: la coupe des Sétoux en donne un exemple: sous l'arène fauchée, un compartiment à petits blocs altérés est bien visible. Dans ce cas, un panneau arénisé a recouvert un panneau sain dans son mouvement vers le bas du talweg.

La superposition arène à blocs-arène de ruissellement est fréquente, mais la disposition inverse a été observée également. Dans le cas où une arène à blocs recouvre une arène de ruissellement, cette dernière se situe toujours en sandwich entre deux arènes remaniées à blocs. Elle se situe également toujours dans la partie supérieure de la coupe, souvent entre la mi-hauteur et les trois quarts. On peut y voir la manifestation de modifications climatiques, ou au moins des conditions morphodynamiques sur le versant.

Les dallages s'observent toujours en haut des coupes.

Les récurrences s'observent parfois dans les dallages, parfois également dans les arènes de ruissellement (Baracuchet), et surtout dans les arènes remaniées à blocs. Dans tous les cas, les contacts sont francs, soulignés lorsqu'il s'agit d'arènes à blocs, de lignes de cailloux jalonnant la base de la formation supérieure. La nature ravinante de ce contact impose l'idée d'apports successifs. La discussion ne peut porter que sur le laps de temps qui sépare deux arrivées successives de matériel. L'analyse des caractères minéralogiques des deux apports dans le cadre d'une reconstitution stratigraphique peut seule permettre de proposer des solutions.

5.2. LES INTERPRETATIONS DE LA SUCCESSION ARENE FAUCHEE-ARENE REMANIEE A BLOCS

5.2.1. Les interprétations de A.GODARD.

Elles sont aujourd'hui bien connues et ont été exposées à plusieurs reprises en 1972, 1975, 1978.

Selon cet auteur, les coupes-types décrites en Morvan, en Limousin, en Forez comportent trois ensembles: arène en place, arène fauchée, convoi limoneux à blocs.

En 1972, A. GODARD estime fondamental le passage des arènes fauchées au convoi limoneux à blocs. "A l'évidence, une telle coupure a une signification dans l'évolution morphologique". Cette coupure peut être, dans certains cas, "jalonnée par des restes organiques appartenant peut-être à des paléosols.

Il ne fait aucun doute qu'il faut envisager une mise en place en deux étapes successives. Le fauchage de l'arène est antérieur à l'arrivée du convoi.

En 1975, poussant plus loin l'analyse, il se demande s'il faut "faire de cette coupure l'indice d'un changement capital entre deux périodes froides" ou seulement n'y voir "qu'une discontinuité interstadiale à l'intérieur du Würm."(14)

Dans cette hypothèse, il faut rechercher indépendamment pour la partie supérieure et la partie inférieure les conditions paléoclimatiques de mise en place. La datation de cette coupure, interstade ou interglaciaire, devient dès lors fondamentale, permettant d'esquisser une stratigraphie des formations de pente qui permettrait de faire progresser la connaissance des milieux périglaciaires.

A cette école de pensée se rattachent beaucoup de travaux sur le Massif Central et ailleurs. En Margeride, R.COINCON (1975), B. COQUE (1978) décrivent et interprètent les coupes de la même manière. Cette dernière insiste sur le caractère non synchrone, sur l'absence de liens nécessaires entre les arènes fauchées et les arènes à blocs. La coupure correspondrait à un interstade du Würm, probablement Würm II-III. C'est un point de vue identique qui est défendu par B.VALADAS (1976).

En Normandie, J.P. LAUTRIDOU (1978) assimile la coupure entre arène fauchée et arène à blocs au niveau de Kesselt daté de 29 000 B.P. dans les loess.

J. TRICART (1951) avait envisagé pour les arènes fauchées vosgiennes un schéma semblable. La divergence est seulement d'ordre chronologique puisque,

pour lui, la coupure pouvait représenter l'interglaciaire Riss-Würm.

5.2.2. Les interprétations de J.C. FLAGEOLLET.

A l'opposé d'A.GODARD, J.C.FLAGEOLLET considère que l'arène fauchée et l'arène à blocs sont contemporaines. Si la dynamique de fauchage proposée par J.C.FLAGEOLLET (1975) est désormais admise par tous, en revanche, l'idée du synchronisme entre les deux formations est loin de l'être. L'explication de la discontinuité serait "la différence de comportement entre, d'une part, le sol stricto-sensu qui ayant déjà perdu sa texture initiale et qui, soumis à la solifluxion serait devenu la formation à blocs, et, d'autre part, l'arène sous-jacente, horizon C qui plus cohérente, aurait répondu aux sollicitations gravitataires dont elle était l'objet par une déformation des structures et des textures.(15)"

L'objection d'une altération plus poussée des arènes fauchées est un obstacle majeur que l'auteur lui-même reconnaît:"j'accorde aujourd'hui un peu moins d'importance à cette pédogénèse préalable".(16)

Sans renoncer à estimer que la discontinuité ou discordance qui, parfois, sépare la formation à blocs et l'arène litée n'est pas un obstacle à l'idée du synchronisme."

5.2.3. Les idées des pédologues.

Les travaux des pédologues de l'école de Rennes sont inspirées par les mêmes thèmes.

P.AUROUSSEAU (1976) constate dans de nombreuses coupes que l'arène à blocs, au sommet des collines, présente des blocs noyés dans la matrice fine qui migre vers l'aval. C'est au passage sur les panneaux arénisés que par entrainement mécanique, le fauchage des compartiments les plus meubles intervient. "Dès que la limite entre le compartiment diaclasé et le compartiment arénisé est franchie, on observe la flexure d'une première diaclase de l'arène. En s'éloignant de cette limite, le nombre de diaclases touchées par la flexure croît et il y a constitution d'une arène litée qui s'épaissit vers l'aval.(17)

---

(14) Mélanges Viers, page 294.
(15) Thèse , page 249
(16) Ibid°. Cette phrase fait référence à un travil antérieur (1975) où l'importance de cette pédogénèse préalable était exprimée avec plus de vigueur.
(17) Thèse page 83.

Il y a dans cette conception, nettement exprimée l'idée d'une relation de cause à effet: "la flexure de l'arène peut être interprétée comme le résultat du mouvement de la formation à blocs."

Les conditions dynamiques qui sont proposées sont celles de la gélifluxion par "saturation en eau par présence d'un pergélisol". Mais rien n'exclut que les mouvements se poursuivent, attenués, pendant les interglaciaires. L'absence de récurrence s'explique par la remise en mouvement de ces formations dès que les conditions redeviennent adéquates à chaque période froide.

Pour P. CURMI (1980) qui reprend les travaux précédents sur ce point, l'arène fauchée résulte du déplacement de l'arène à blocs nourrie sur les points hauts.

Pour l'ensemble de ces travaux, la coupure n'a pas de signification chronologique mais seulement dynamique. les deux formations sont synchrones et, au moins pour AUROUSEAU, génétiquement liées.

5.2.4. Les interprétations de Hövermann

Les auteurs allemands ont également observé et décrit des superpositions de Blckschuttdecken (= arènes à blocs) et d'une Schleppungzone (= arène fauchée). Cette superposition est décrite dans le Harz par HOVERMANN (1953). Le fauchage est habituel dans ce massif au-dessus de 600 mètres d'altitude. L'épaisseur des revêtements d'arènes à blocs est d'au moins 0,6 à 0,7 m.

Pour l'auteur, l'arène à blocs est un mollisol estival et l'épaisseur de la formation à blocs serait un indicateur de son épaisseur.

La limite arène à blocs-arène fauchée aurait une signification précise: le fauchage résulterait d'un entrainement mécanique par le mollisol de la tranche inférieure d'arène qui dégelerait exceptionnellement pendant une durée limitée lors d'été anormalement doux.

En d'autres termes, on aurait avec le contact arène à blocs-arène fauchée l'épaisseur minimum du mollisol estival et avec la base de l'arène fauchée sont épaisseur maximale. Plus vigoureusement que d'autres auteurs, J. HOVERMANN suppose un permafrost au sens le plus strict pour la mise en place des arènes déplacées. L'épaisseur maximum du mollisol observée dans le massif serait de O,7 m à 900 mètres d'altitude.

Cette interprétation rejoint celle des pédologues cités plus haut par les mécanismes proposés. Elle présente cependant l'intérêt de proposer une signification paléo-dynamique précise à la coupure entre l'arène à blocs et l'arène

fauchée. Cette coupure serait un héritage de la dynamique périglaciaire et non un héritage pédogénétique. L'objection constituée par l'altération plus grande de l'arène fauchée se trouve rejetée dans cette explication.

5.3. LES PORBLEMES POSES PAR LES SUPERPOSITIONS:DISCUSSION

5.3.1. Les problèmes posés.

Trois problèmes principaux sont posés par ces superpositions: ils ont été exposés par A.GODARD (1978)

* Quel sens doit-on donner à la coupure entre arène fauchée et arène à blocs, dynamique ou chronologique ?

* Quel sens donner à dynamique de mise en place de l'arène à blocs? S'agit-il d'une gélifluxion sur permafrost ou sur un sol saisonnièrement gelé?

* Quelle signification doit-on donner au fauchage: est-ce une dynamique périglaciaire, et dans l'affirmative, de quel type?

La réponse à ces trois questions ne peut venir du seul examen des coupes. Chacune des solutions a des implications compatibles ou incompatibles avec l'environnement tel qu'il peut être défini à partir de l'examen des autres formes périglaciaires.

5.3.2. La thèse de l'entrainement de l'arène fauchée par l'arène à blocs.

La thèse de l'entrainement de la formation inférieure par la formation supérieure suppose que l'arène meuble n'est pas soumise au gel. En effet, une formation sableuse gelée se comporte toujours comme si elle avait été cimentée. C'est de cette constatation que la troisième interprétation est née. Admettre la seconde, c'est refuser à l'arène à blocs le sens d'une gélifluxion. En effet, admettre que la coupure résulte d'une différence de texture revient à dire **que la fluidité au dégel d'une formation limoneuse est plus grande que celle d'une formation où dominent les sables.**

Lors du gel, le comportement des deux formations est très différent: l'arène à blocs gèle lentement, l'arène sableuse plus rapidement en raison de sa moindre teneur en eau.

Au dégel, il en est de même: le dégel de l'arène à blocs est relativement

lent à cause de sa teneur élevée en glace; l'arène en place, plus g ssière, dégèle plus rapidement. Il est d'autre part douteux que, même gelée, l'arène en place soit totalement imperméable. Trop sableuse, sa teneur en eau est trop faible pour la formation d'un vrai "frost concrete". A foirtiori, si l'arène en place n'est pas gelée, il est difficile de concevoir comment les horizons supérieurs peuvent se saturer en eau au-dessus d'une formation particulièrement perméable.

L'examen des coupes montre la contradiction des faits avec les implications de cette interprétation. Il a été montré que des coupes comme celles de la Couette -ce n'est là qu'un exemple- révèlent que l'arène à blocs peut n'avoir aucunement dérangé l'arène en place. Cet exemple est la règle aux altitudes inférieures à la limite des arènes fauchées.

La coupe de Cognières montre la succession classique, mais l'arène à blocs entaille et ravine non seulement l'arène fauchée mais aussi l'arène en place, meuble sans la déranger. **Ce ravinement est incompatible avec la thèse de l'entrainement mécanique de l'une par l'autre.**

A l'évidence, la migration de l'arène à blocs n'a ***aucun effet sur l'arène en place et ne produit pas de fauchage.*** *Il s'agit bien dès lors de gélifluxion, que l'engel soit saisonnier ou qu'il s'agisse d'un permafrost.*

Enfin, nombre de coupes montrent l'engraissement des formations de pente vers le bas, l'étude statistique l'a mis en évidence; il n'a pu se réaliser que par des apports successifs, d'ailleurs jalonnés par des lignes de cailloux parallèles. L'épaisseur de ces formations à blocs dans les bas de pente, dépassant parfois trois mètres, interdit d'en faire le mollisol d'un printemps: ***il ne peut être question d'un entrainement de l'arène sous-jacente dans ces conditions, car le mollisol n'atteint pas la base de l'arène à blocs.***

5.3.3. La thèse de la succession chronologique.

Cette thèse s'accorde mieux avec certaines observations de terrain: le ravinement de l'arène fauchée, sa pente moindre sont des arguments déterminants.

Toutefois, les exemples sont nombreux où le passage est progressif.

L'interprétation de la coupure comme le résultat d'un changement de climat se heurte aux faits suivants:

* d'une part, il a été montré que toutes les arènes à blocs démarrent par un fauchage à l'amont et que l'opposition fauchage-gélifluxion n'est peut-être pas aussi systématique qu'il a parfois été dit.

* d'autre part, sur un même versant, les conditions dynamiques peuvent

être fort différentes entre le haut et le bas en raison des variations de la teneur en fines, en eau, de l'épaisseur de débris, voire d'un régime thermique différent en liaison avec l'éclairement.

L'hypothèse plusieurs fois avancée, notamment par A.GODARD (1975, 1978) d'une succession de climat frais et humide responsable du fauchage et d'un climat plus froid et sec responsable de l'arène à blocs n'est pas sans poser de délicats problèmes chronologiques. Certes, le début de la crise würmienne est connue pour être assez humide, mais il est difficile de ne pas faire coïncider le maximum d'humidité avec l'englacement maximum. Quant à la période froide et sèche, seul le Tardi-glaciaire répondrait à ces conditions, mais il est peu plausible de lui attribuer l'essentiel des formations de pente alors que le pléni-glaciaire ne serait qu'un faible fournisseur de débris.

Il semble donc qu'il **conviendrait de préciser la notion d'humidité:** la saturation de l'horizon superficiel du sol nécessaire au déclenchement des processus invoqués doit-elle sont origine aux précipitations ou au contraire au régime thermique du sol? **Il est légitime de se demander si une meilleure saturation n'est pas obtenue avec un permafrost qu'avec des précipitations abondantes sans permafrost.**

Le passage de la gélifluxion au fauchage reflète donc autant ***les conditions locales*** *de température et d'humidité que des conditions climatiques générales. La coexistence, en même temps des deux processus n'est pas à exclure, les observations le montrent. L'étude de la dynamique de l'arène en milieu périglaciaire tentera de préciser les conditions de passage d'une dynamique à l'autre. Ensuite seulement, il sera possible de conclure si ce passage est compatible dans le cadre d'un seul et unique milieu climatique.*

5.4. CONCLUSION PROVISOIRE AU PROBLEME DES SUPERPOSITIONS.

A travers l'examen des diverses thèses relatives au problème des superpositions, il est clair que les conditions de la dynamique de l'arène en milieu périglaciaire sont imparfaitement connues. La confrontation des diverses thèses aux observations de terrain montre qu'aucune d'entre elles ne rend parfaitement compte des faits d'observation.

A l'issue des seules observations de terrain, les positions suivantes peuvent être assurées:

* *La solidarisation de l'arène fauchée et de l'arène à blocs existe dans*

certains exemples sans qu'il soit nécessaire de voir un entrainement de l'une par l'autre. Les deux processus peuvent parfaitement être contemporains.

** Il ne peut être nié qu'une ou plusieurs "discordances" s'observent dans les formations de pente.* ***Elles n'affectent pas seulement le contact arène à blocs-arène fauchée mais différents niveaux d'arènes à blocs entre eux.***

Le premier cas n'est donc qu'un cas particulier d'une situation plus générale trop méconnue. *Ces coupures présentent une signification* ***chronologique évidente*** *qu'il est toutefois impossible de préciser ici. Elles peuvent être de rang interstadiaire dans une seule crise froide, voire représenter des interruptions de l'ordre du siècle, comme représenter des interglaciaires.*

CONCLUSION DE LA SECONDE PARTIE

L'inventaire des formes et des formations a permis de présenter une première approche de l'héritage géomorphologique froid, très analytique certes. Sur le terrain, l'éventail des processus en jeu est assez restreint: gélifraction, gélifluxion, sous diverses formes. Toutefois de multiples nuances dans le développement de ces processus, dans leur combinaison, aboutissent à la création de formes différenciées.

Plusieurs faits essentiels sont apparus et méritent d'être rappelés ici.

D'abord, ***l'extension des phénomènes glaciaires en Forez est loin d'être négligeable.*** *Sans atteindre, l'extension proposée par les anciens auteurs, il faut accorder une place à une glaciation qui a modelé quelques formes d'érosion là où la dynamique des langues était active, mais a surtout joué un rôle protecteur en empêchant le développement de l'important modelé périglaciaire que l'on aurait pu attendre à haute altitude.*

En deuxième lieu, ***le modelé périglaciaire se caractérise par des formes assez peu nombreuses mais répétées à de multiples exemplaires*** *dont la signification dynamique et paléoclimatique a été précisée dans la mesure du possible. Certains héritages, terrasses de gélifluxion, éboulis fluants semblent indiquer l'existence* ***d'un pergélisol au moins discontinu pendant des périodes assez durables*** *pour permettre leur élaboration; d'autres au contraire ne le nécessitent nullement et sont caractéristiques de régions à* ***gel saisonnier profond.*** *Cette contradiction peut être levée en évoquant la possibilité d'****héritages successifs distincts*** *comme le laisse penser la présence de lignes de névés à des altitudes variables ou la présence d'un modelé périglaciaire tardif dans la zone englacée du Forez.*

A côté de ces formes localisées, ***le trait remarquable des massifs est l'omni-présence des formations d'arènes remaniées.*** *Elles correspondent à une succession monotone de versants plus ou moins parfaitement régularisés. A travers cette monotonie, ont cependant pu être dégagés plusieurs types, distincts par la dynamique de mise en place et qui ont permis de soupçonner l'existence de milieux morphodynamiques plus nuancés qu'une première approche le laisserait supposer. Là aussi l'existence de pergélisol paraît probable pour expliquer le développement de certains faciès comme les arènes de ruissellement alors qu'il n'est pas toujours indispensable dans le cas de la gélifluxion.*

Enfin, si ***l'éventail des formes est assez limité, les associations de formes apparaissent plus nombreuses et surtout les sites propices aux différentes formes***

changent. *C'est donc sur ce point que l'enseignement d'un inventaire systématique est le plus fructueux. L'examen des conditions d'apparition et de disparition des différentes formes permet déjà de dresser un tableau (Tab.9.6) qui préfigure ce que sera l'étagement défini plus loin. Toutefois, à ce stade de l'étude, il ne peut être interprété en termes d' environnement paléoclimatique dans la mesure où toute la lumière ne peut être faite sur certaines associations de formes qu'au terme d'une réflexion globale sur la dynamique de l'arène et le comportement du granite en milieu froid.*

La lecture du tableau montre que les formes et formations d'origine froide se groupent en deux familles: celles qui ont la neige comme agent principal et éventuellement la glace; ces formes sont assez étroitement circonscrites autour des principaux sommets. Les autres formes liées au gel s'abaissent jusqu'à des altitudes plus réduites mais n'atteignent que rarement le piémont des massifs.

L'éventail des formes s'enrichit progressivement vers le haut. ***Un seuil important paraît se situer vers 1100 mètres d'altitude, où les formes liées à la nivation s'ajoutent aux formes conditionnées par la seule action du gel et du dégel.*** *Non seulement apparaissent à ce niveau des modelés liés directement à l'action de la neige, comme les niches et les cirques, mais également un ensemble de cirques, mais également un ensemble de formes plus ou moins liées à l'abondance d'eau de fonte de la neige ou de la glace comme les coulées boueuses ou les arènes de ruissellement.*

Indépendamment donc de la signification qui pourra être éventuellement donnée à l'apparition de telle ou telle forme pour la connaissance de l'environnement paléoclimatique, ***la présence de cette limite est à retenir comme la manifestation d'un changement majeur dans le paysage morphologique périglaciaire.***

La grande discrétion des modelés d'origine froide en-dessous de 800 mètres d'altitude *est un deuxième enseignement. Deux formes seulement s'étendent en-dessous de ce seuil, non que l'effet du froid ne se fasse pas sentir, mais parce que l'intensité du froid, sa fréquence, son rythme, ont été peu propice au développement d'un modelé spécifique. Il en eût été tout autrement dans un autre type de matériel comme le calcaire où à des latitudes plus méridionales, des héritages de type éboulis cryoclastiques, grèzes ou groises, sont connus jusqu'au*

ALTITUDE	Vallées dissymétriques par gélifluxion	Vallées à dissymétrie nivale	Arènes à blocs localisées	Ar. à blocs généralisées	Arènes fauchées	Arènes de ruissellement	Arènes compactées	Coulées bouenses	Guirlandes de gélifl.	Terrasses de gélifl.	Niches de nivation	Cirques glaciaires	Chirats	Ligne des neiges perm. / Pergélisol en tte expo.
1600 m				+		+	+		+		‡	+		⋮
1500 m				+	ı	+	ı		+		‡	+		
1400 m		+		+	ı	+	+	+		+	+	+	+	
1300 m		+		+	,	+	+	+	ı	+	ı	ı	+	
1200 m		+		+	+	+	+	+		+	ı		+	
1100 m		+		+	+	+	+	+		+	ı		+	
1000 m		ı		+	+	+	+	+			ı		+	
900 m			ı	ı	+		ı	ı					ı	⋮
800 m	ı	ı	+	ı	ı								ı	
700 m	+		+											
600 m	+		+											
500 m	+		+											
400			ı											

+ forme ou formation fréquente ; - rare .

Tab. 6.6. SYNTHESE DE L'ETAGEMENT DES MODELES PERIGLACIAIRES

niveau de la mer. ***Cette limite élevée traduit la faible gélivité des matériaux granitoïdes dans leur ensemble.***

Il faut donc considérer que ***seuls les sommets dépassant 800 mètres permettent à un étagement de s'exprimer de manière sensible au moins dans les conditions de latitude et de continentalité qui sont celles du terrain d'étude.*** *Pour cette raison, les prospections en Livradois, en Lyonnais, en Yssingelais se sont révélées décevantes et n'ont pas été retenues comme terrain d'étude. Ces régions constituent à l'échelle du Massif Central, des provinces à modelé périglaciaire mal exprimé faute d'altitude suffisante, s'opposant aux massifs plus élevés mais peu nombreux qui connaissent un véritable étagement, Forez, Pilat, Vivarais, mais aussi Lozère, Margeride, Bois Noirs et certains massifs cévenols.*

La troisième remarque qu'inspire la lecture de ce tableau est la convergence de l'extension altitudinale de formes aussi différentes dans leur dynamique, leur genèse et leur localisation que les arènes fauchées, les terrasses de gélifluxion, les chirats, les coulées boueuses qui ont à la fois une limite inférieure et une limite supérieure. ***La richesse du modelé périglaciaire des secteurs d'altitude moyenne se trouve soulignée.*** *Cette observation ne doit pourtant pas être interprétée comme la traduction de conditions morphoclimatiques particulièrement favorables à cette altitude. Cette conclusion hâtive méconnaîtrait le rôle des héritages pré-glaciaires voire pré-quaternaires, le rôle de la succession des crises froides dans cet agencement. C'est précisément tout le problème du sens à donner à ces observations qui est posé, à leur traduction en terme d'étage morphologique et auquel la quatrième partie de ce travail tentera de répondre.*

TROISIEME PARTIE
LES PROBLEMES DU COMPORTEMENT DU GRANITE ET DE L'ARENE EN MILIEU FROID

L'inventaire des modelés d'origine froide a amplement posé les problèmes du comportement des roches granitoïdes et de l'arène en milieu froid. Pour tenter d'apporter des éléments de réponse à ces questions, le recours à l'expérimentation s'est imposé.

Pour ce faire, des essais de gélifraction ont été conduits et les résultats en sont exposés en premier lieu. Une attention toute particulière a été portée à la nature des produits obtenus sous l'effet de l'alternance du gel et du dégel. En effet, dans le souci de comprendre les modelés, il est essentiel de connaître non seulement la quantité de matière produite pour chaque faciès mais aussi sa granulométrie et sa minéralogie qui déterminent partiellement la dynamique de l'arène.

Ces recherches ont montré l'étendue de nos ignorances sur le comportement de l'arène à la gélifraction. Il a donc paru souhaitable de pousser plus loin les recherches en soumettant au gel l'arène meuble issue d'une désagrégation naturelle ou artificielle afin de préciser l'importance et si possible les lois de comminution.

Les résultats acquis dans ce domaine permettent de proposer ensuite une réflexion globale sur la dynamique de l'arène en milieu périglaciaire susceptible de préciser et d'éclairer les observations de terrain et de permettre une interprétation plus précise de l'environnement morphoclimatique lors des crises froides.

Chapitre 10
La gélifraction du granite

Les essais antérieurs de gélifraction du granite sont peu nombreux: ils ont été menés dans des conditions diverses rendant les comparaisons délicates. La toute récente synthèse de ces recherches par J.P. LAUTRIDOU (1984) dispense d'en faire un bilan. Une mention particulière sera faite seulement aux travaux les plus marquants, ceux de J. TRICART (1954) qui ont un caractère pionnier, ceux d'A.MARTINI (1967), les plus complets et les plus intéressants dans la mesure où le rôle de l'altération préalable est mis en lumière, mais où peu de choses sont dites sur la nature des produits obtenus. La synthèse la plus complète sur ce point est bien sûr celle de J.P. LAUTRIDOU (1984): tout au long des lignes qui suivent, une référence constante sera faite à ce travail qui ne peut être résumé en quelques mots.

Avant d'entreprendre toute étude de gélivation expérimentale, les buts et les limites doivent en être précisées. Deux objectifs distincts peuvent être assignés à ce type d'expérimentation. Dans le premier, il s'agit de définir une échelle de gélivité des roches étudiées, dans le second, il s'agit plutôt de préciser la nature des produits obtenus et de les comparer avec les produits de la gélivation naturelle ou des formations de pente naturelles de manière à évaluer le rôle du gel dans leur élaboration.

Ces deux objectifs complémentaires ne s'excluent pas: la recherche du premier suppose une étude exhaustive de tous les faciès présents sur le terrain. Compte tenu de la durée des expérimentations, 500 jours par série environ, et de la capacité limitée de l'enceinte climatisée, il ne pouvait être question de

tester tous les échantillons. La méthode retenue a donc consisté à rechercher les paramètres physiques les plus adéquats pour définir leur sensibilité au gel et de constituer une échelle de gélivité à partir de ces résultats. Cette démarche n'est pas nouvelle: elle est couramment utilisée dans des industries de la céramique ou du béton mais elle présente des difficultés particulières en raison de l'hétérogénéîté des matériaux naturels. Dans cette optique, il a été nécessaire d'adapter les protocoles et de procéder à un examen critique des méthodes de mesure des paramètres physiques des échantillons.

La recherche du second objectif nécessite la prolongation des expérimentations assez longtemps pour mesurer une éventuelle comminution des débris.

La signification des résultats doit être discutée en fonction du caractère toujours arbitraire des conditions d'expérimentation: cette discussion, qui sera menée plus loin, doit permettre d'aborder le rapport entre la micro-et la macro-gélivation: les modalités de cette dernière qui ne peuvent être reproduites expérimentalement sont étroitement conditionnées par la première. Leurs rapports mutuels doivent être précisés.

1. LES RESULTATS DE LA GELIVATION EXPERIMENTALE.

1.1. LES PROTOCOLES DE GEL.

Les protocoles de gel expérimental ont été définis en collaboration avec P.MANDIER et R.PETIOT au laboratoire rhodanien de géomorphologie.(1)

1.1.1 La courbe thermique.

Les échantillons ont été soumis à 400 alternances de gel et de dégel. Pour un certain nombre, issus de la première série et qui avaient montré une assez faible évolution après 400 cycles, l'essai a été poussé à 800 cycles.(2)

Chaque cycle est d'une durée de 24 heures, comprenant 12 heures de gel et 12 heures de dégel.

---

(1) L'essntiel du texte qui suit est issu d'un article exposant ces résultats (B. ETLICHER, P. MANDIER et R.PETIOT à paraître in Bull. Labo.Rhod. Géom.)

(2) Echantillons 5,7,13.

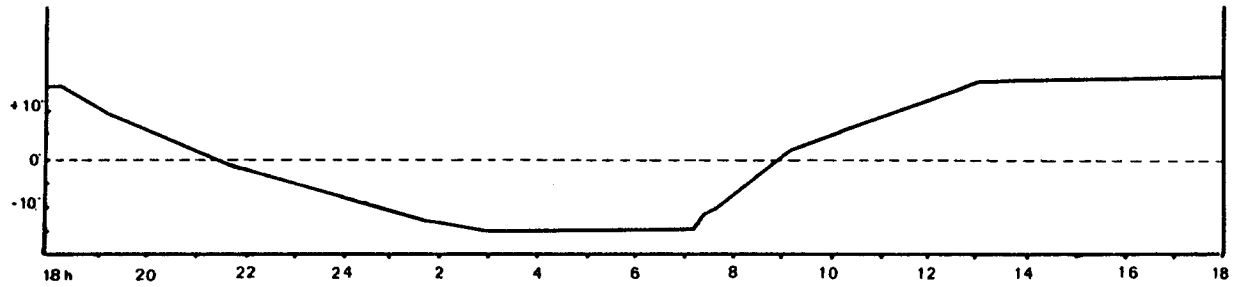


Fig. 10.1. COURBE THERMIQUE DES ESSAIS DE GELIFRACTION

L'amplitude thermique diurne est de 30°. La température maximale de +15° est atteinte à 13 heures soit 4 heures après le dégel. (Fig 10.1) Elle est maintenue pendant 5 heures. La température minimale de -15° est atteinte à 2 heures du matin soit 5 heures après le début du gel. Elle est également maintenue pendant 5 heures.

La courbe thermique est donc symétrique de part et d'autre de 0°C avec toutefois une montée en température un peu plus rapide que celle de l'engel. Cette dernière est de 10° en 3h et 30 minutes soit 2,85° par heure entre 0 et -15°. Elle est supérieure de +15° à 0° et atteint 5,6° par heure.

Cette courbe a été établie par P.MANDIER dont l'objectif était de reconstituer la situation de rochers exposés au froid hivernal dans la vallée du Rhône par temps de mistral. La température nocture devait correspondre à celle d'une nuit d'hiver par ciel clair et vent catabatique issu du piémont englacé des Alpes. La température diurne était censée représenter celle de rochers abrités, frappés par le soleil.

Ce protocole conçu pour la moyenne vallée du Rhône a été appliqué à l'ensemble des échantillons par souci d'homogénéîté et pour permettre les comparaisons des résultats des deux séries. Le sentiment que les conditions paléoclimatiques en Forez et Pilat ne devaient pas être très notablement différentes a également conduit à ce choix. La température nocturne de - 15° est très plausible; seul, le réchauffement diurne pouvait être moins marqué et conduire à une évolution un peu moins rapide.

Ce protocole diffère quelque peu de celui qui est retenu à Caen (J.P. LAUTRIDOU, 1984). Il est intermédiaire entre la procédure de gel doux (-5°C) et de gel sévère (-30°). Il s'apparente aux procédures de gel à -12° menées dans ce laboratoire. En revanche, la rapidité du gel n'est comparable qu'à celle des essais menés dans l'enceinte SECASI: l'inertie thermique des enceintes est en effet très inférieure à celle des chambres froides.

Ces réserves faites, il n'est pas assuré que ces nuances remettent en cause les comparaisons: les travaux de J.P.LAUTRIDOU ont bien montré que

les seuils critiques se situent vers -5°C, température insuffisante pour le gel à coeur des échantillons, et -30°, température permettant un éclatement plus rapide des échantillons.

1.1.2. L'alimentation en eau.

*** L'humidité relative.**

Malgré la sécheresse relative de l'air dans les conditions météorologiques qui sont imaginées il a été nécessaire de prévoir une humidité relative importante afin de limiter l'évaporation.

La ventilation permanente dans l'enceinte est responsable de turbulences accélérant l'évaporation sur les faces des échantillons. Pour limiter le phénomène, une humidité relative de 90% a été programmée pendant toute la période de dégel. Cette humidité peut simuler les phénomènes de rosée ou de givre pendant l'engel par suite du refroidissement de surface par rayonnement. La forte nébulosité qui semble avoir caractérisé certaines périodes froides justifie le choix d'une humidité relative élevée.

*** L'alimentation des blocs en eau à la base** s'est faite selon le protocole défini à Caen: le niveau de l'eau est rétabli chaque fois que nécessaire pendant la durée de l'essai. En plus, à cause de la faible vitesse d'ascension capillaire des blocs testés, il a été jugé utile de procéder à une saturation par immersion complète du bloc chaque semaine, pendant la période de dégel, grâce à un système de remplissage et de vidange automatique: cette saturation s'effectue dès la fonte de la glace, deux heures après le début du dégelet jusqu'à la mise en gel.

Après chaque période de 50 cycles, l'arrêt de l'expérimentation et la pesée des débris ont été effectués. Avant de reprendre une nouvelle période de 50 cycles, une saturation complète des blocs par immersion selon les méthodes préconisées à Caen (3) a été réalisée.

*** La critique de la saturation.**

Le protocole de saturation vise à reproduire la situation de blocs semi-enterrés alimentés en eau par une des faces. Le protocole retenu ne peut valablement donner une idée du comportement au gel de blocs complètement

---

(3) Nouvelles normes d'analyses physiques ...(1981)

noyés dans l'arène, dans une formation de pente, surtout s'il s'agit d'un mollisol périodiquement saturé en eau.

L'évaporation sur les faces supérieures des blocs se traduit par une désagrégation plus poussée à la base conduisant au développement de blocs "en champignon".(4) Cette situation illustre l'immunisation relative des blocs à l'air libre dès que la recharge en eau n'est pas susceptible de compenser l'évaporation de surface. La mesure de l'ascension capillaire est donc un paramètre déterminant d'explication dans ce type de protocole: elle a été effectuée systématiquement.

1.2. LES ECHANTILLONS

1.2.1. Le choix des échantillons testés.

Une série d'échantillons prélevés dans les deux massifs du Pilat et du Forez a été retenue. Compte-tenu de la capacité limitée de l'enceinte, de la durée de chaque expérimentation, seul un petit nombre d'échantillons a été sélectionné parmi les faciès les plus représentatifs de types de comportements originaux.

Dans la mesure du possible, les échantillons ont été choisis à des degrés divers d'altération lorsque des affleurements adéquats ont pu être découverts. La gélivation s'exerce en effet rarement sur des roches parafaitement saines dans la mesure où les rochers saillants ont connu des phases d'altération plus ou moins longues et complexes.

Deux échantillons de granite à biotite ont été retenus: l'un en Forez, l'autre dans le Pilat (éch. 23 et 30.) Il s'agit de deux granites appartenant au massif du Velay et prélevés dans des carrières abandonnées.

Deux granites à grain grossier de type Chalmazel ont été retenus en raison de leur structure orientée et de leur texture porphyroïde. Les deux blocs présentent deux états d'altération du même faciès prélevé au même endroit. (éch.32 et 33) Le premier est le plus altéré.

Un seul échantillon de granite porphyroïde du Forez a pu être retenu: il est difficile de trouver des blocs altérés de ce faciès. (éch 34). Une diorite a été testée (éch 31) très semblable par la composition au précédent, à l'absence de porphyroblastes près. Elle a été prélevée en enclave dans la carrière de l'Eau Vive.

---

(4) Blocs 12, 13 notamment.

Fragilisée sur une zone de fracturation, elle permet d'utiles comparaisons des produits issus de la gélivation expérimentale avec les arènes fauchées qu'elle nourrit sur le terrain.

Dans le massif du Pilat, plusieurs échantillons des roches métamorphiques ont été retenus à divers niveaux de la couverture, depuis les micaschistes,(17) les gneiss leptyniques (18; 19; 20) jusqu'aux anatexites claires de base (21 et 22). Tous ces échantillons sont issus de roches fournissant des clapiers mais il n'a pas été possible de définir divers stades d'altération.

La mesure de l'état d'altération des échantillons n'a pu être que qualitative. Elle a été menée systématiquement par le biais de lames minces taillées dans le bloc soumis au gel.

1.2.2. L'examen microscopique.

Cet examen correspond à un triple objectif: d'une part, vérifier que les échantillons sont représentatifs du type pétrographique défini, ensuite apprécier qualitativement l'altération, enfin étudier la fissuration de l'échantillon.

L'échantillon de micaschiste 17 n'a permis de déceler aucune altération des minéraux à l'exception d'une légère chloritisation de quelques biotites. La structure litée apparaît nettement visible sur les lames: les lits de quartz millimétriques isolent des amas de biotites orientées. Un large faisceau de fissures recristallisées par le quartz est oblique par rapport à l'orientation des lits. Ce réseau est recoupé par un second réseau de fissures ouvertes, parallèle aux lits, qui ne présente pas de ramifications.

- L'échantillon 18 est un gneiss leptynique oeillé. La lame ne permet d'observer aucun signe d'altération des minéraux. La texture est plus ou moins équante selon les portions de lames: beaucoup de zones n'ont pas d'orientation. La biotite est absente, les plagioclases se présentent en gros cristaux automorphes dans une mésostase de quartz et d'orthose. Le cloisonnement par les plages de quartz est systématique. Toutes les fissures sont recristallisées par le quartz et la muscovite. Aucune fissuration ouverte n'a été décelée.

- L'échantillon 19 est un gneiss leptynique granitoïde. Comme dans l'échantillon précédent, il n'y a pas de biotite mais les plagioclases paraissent altérés; une oxydation importante les affecte. Les orthoses et les quartz sont très semblables à l'échantillon précédent. La texture est cloisonnée par le quartz, mais de manière moins systématique que dans le cas précédent. Des vides importants sont visibles dans les quartz et entre les quartz. Des trous plus ou moins circulaires, de grande taille, sont observables exclusivement dans les amas de quartz. Ces observations expliquent une part des caractères porosimétriques originaux de cet échantillon.

- La lame 20 présente une structure de granite à biotite. Prélevé sur un clapier à la Versanne, cet échantillon présente une texture porphyroïde nette rappelant le granite du Grand Bois. Les quartz engrenés sont de taille supérieure aux plagioclases. La fissuration se développe selon deux directions orthogonales

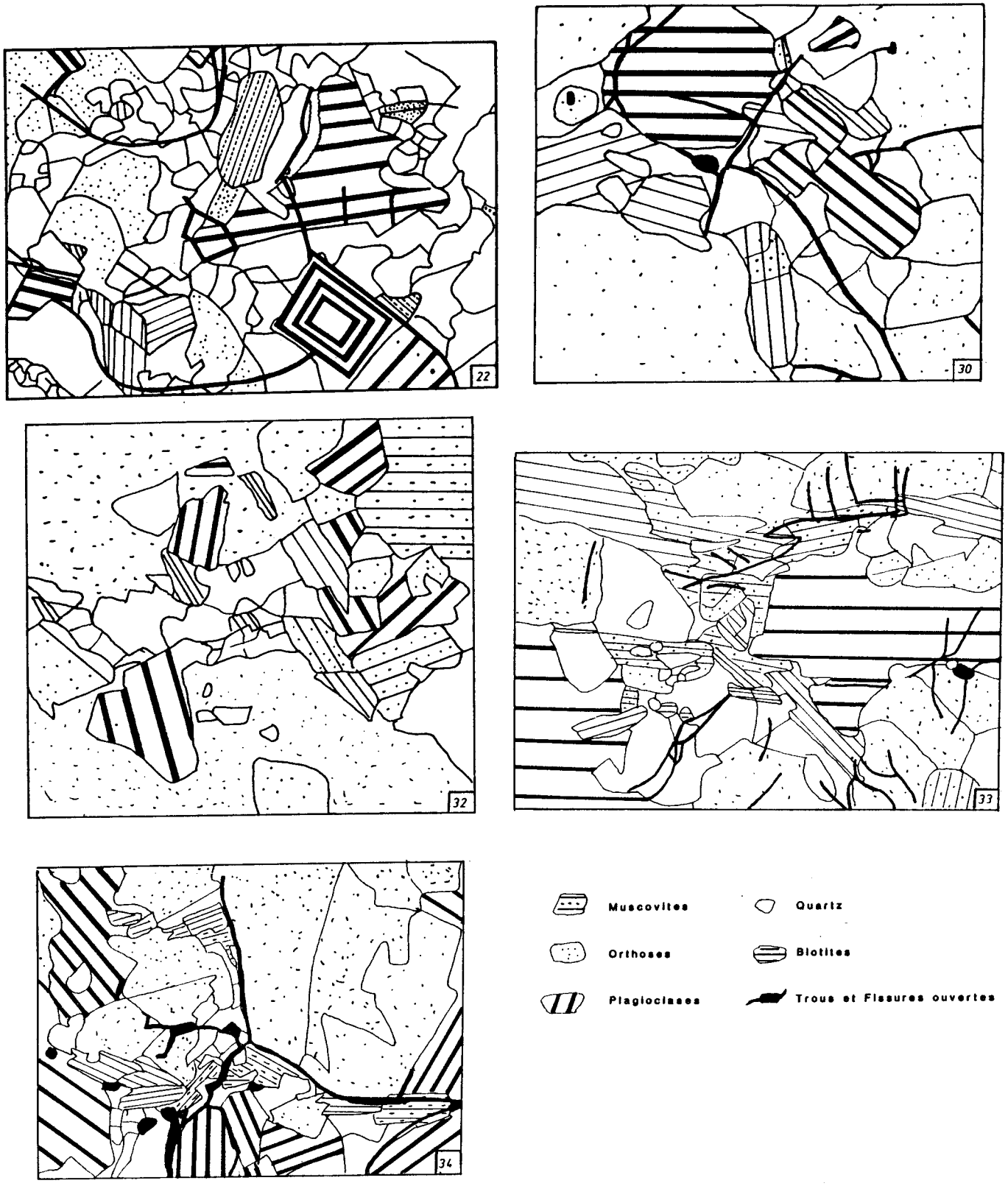
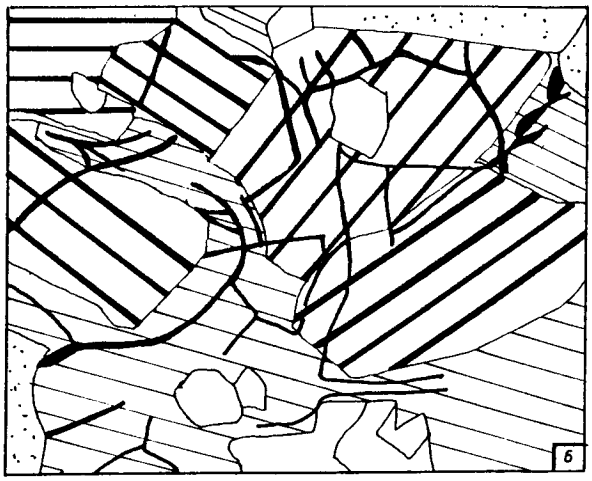
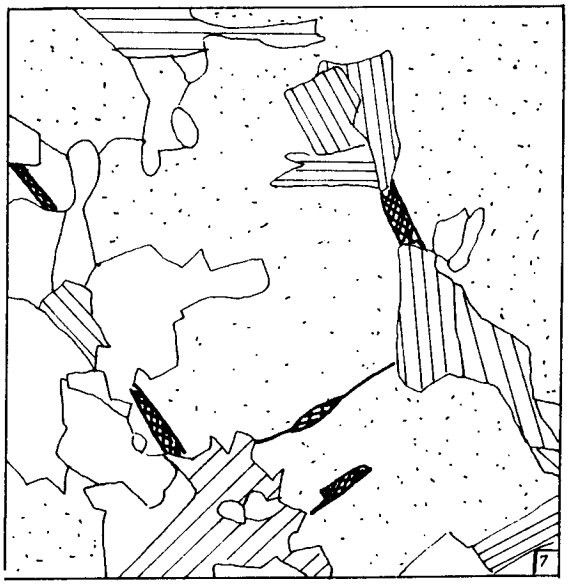
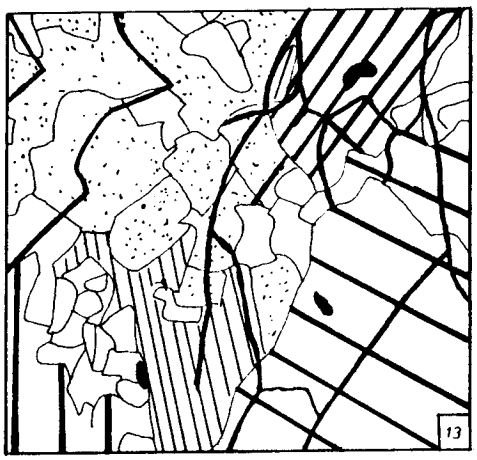


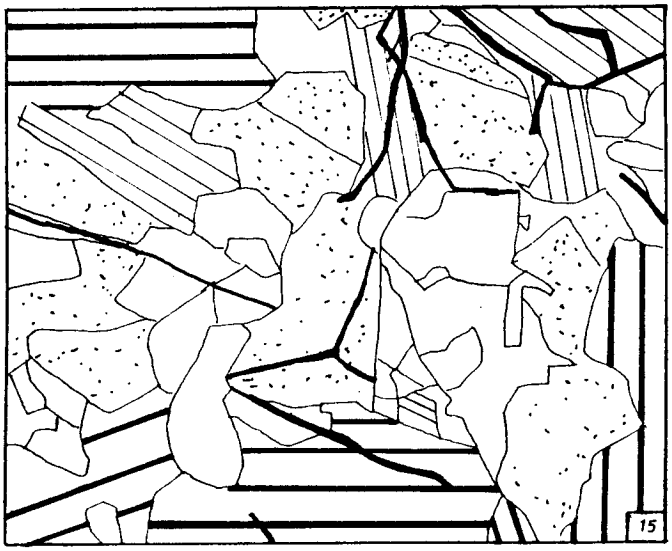
Fig. 10.2. STRUCTURE DES ECHANTILLONS TESTES : CROQUIS D'APRES LAME

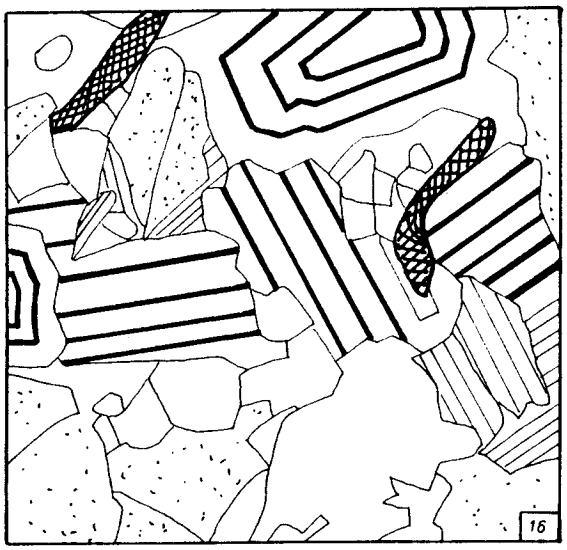

6

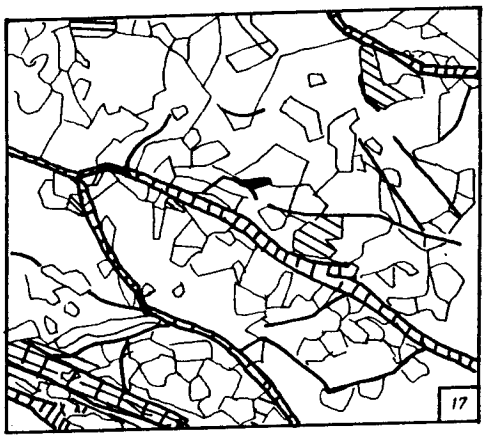

7

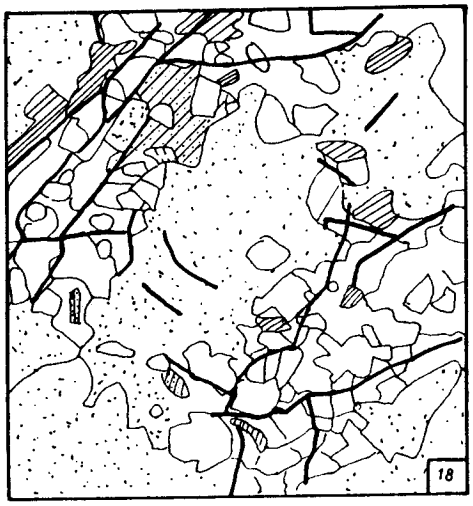
12

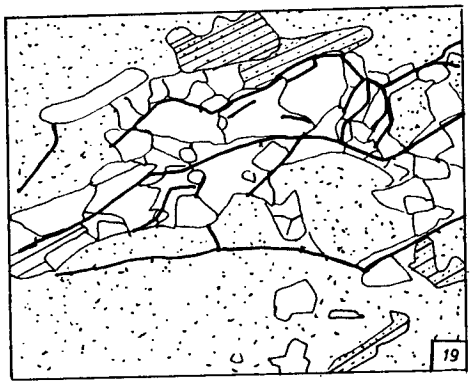

13

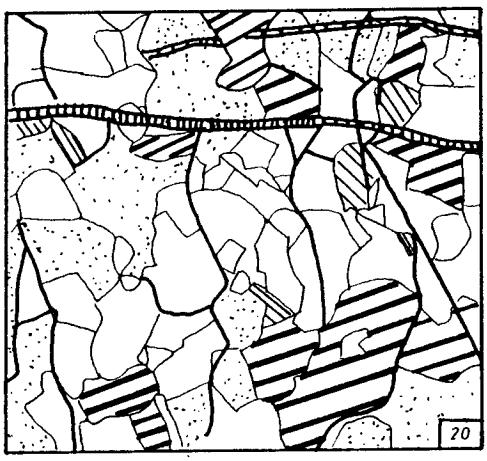

15

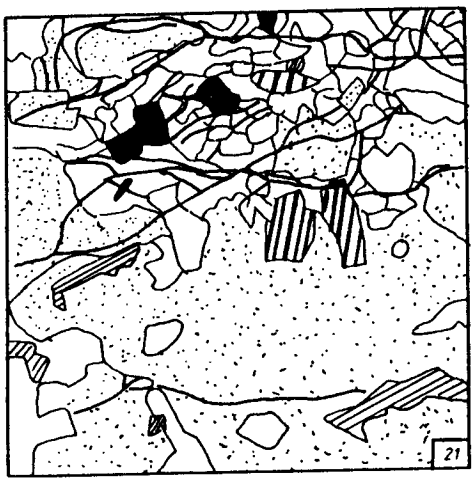

16


17


18


19


20


21

21

bourrées d'oxydes de fer. Les plagioclases se trouvent à l'écart de ce réseau qui affecte essentiellement les quartz et les orthoses.

- La lame 21 est une anatexite claire de base. Très semblable à l'échantillon 18 par la structure, elle s'en distingue pas la présence de biotite plus abondante. La trame de fractures recristallisées par le quartz est bien visible; d'autres fissures sont recristallisées par la muscovite. Une fissuration secondaire apparaît le long de certains alignements de quartz broyés: les biotites y sont présentes mais les feldspaths sont totalement absents des bordures de ces fractures. Les minéraux ne présentent pas de marques visibles d'altération.

La lame 22 a la même structure que la lame 19. La texture est équante, la muscovite est très abondante, les plagioclases automorphes sont de très grande taille mais souvent en voie de séricitisation. Des plagioclases plus petits sont sains et noyés dans le quartz. De nombreux trous peuvent être observés dans les amas de quartz.

La lame 30 présente le faciès classique des granites à biotite du Forez. La structure est équante, les plagioclases s'insinuent entre les autres minéraux. Les orthoses sont en larges plages rarement maclées. Les quartz sont petits et engrenés. Les biotites sont étalées en larges lames. L'altération se traduit par l'apparition de paillettes jaunâtres de séricite dans les plagioclases, par une chloritisation des biotites qui perdent leur caractère pléochroïque. La fissuration assez peu visible est située au contact entre les minéraux, emplie de matériaux argileux, et interne à certains minéraux, particulièrement les orthoses. La présence d'oxydes opaques témoigne de la circulation de fluides.

- La lame 23 présente des carctères très voisins de la précédente. L'automorphisme des plagioclases y est seulement plus prononcé, la taille du grain plus homogène. La richesse en biotite est un peu plus grande, mais l'habitus de ce minéral est le même. La déferrification des biotites est plus visible et le remplissage des fissures par les dépôts ferro-manganiques plus systématique, y compris pour les fissures incluses dans le feldspath.

- La lame 32 de granite de Chalmazel montre la structure orientée de ce faciès. Les lits de biotite sont rares, déchiquetées entre les feldspaths, soulignant un réseau de fissures tortueuses. La tendance porphyroïde est marquée par la présence de grandes plages d'orthoses. Les quartz sont de petite taille, engrenés, à extinction roulante.

- Le même faciès se retrouve sur la lame 33 mais l'altération est plus poussée: les biotites sont largement chloritisées, les plagioclases tachetés de minéraux argileux, et la macle de l'albite n'est reconnaissable qu'exceptionnellement. Même les orthoses présentent un réseau très fin de fissures bourrées de produits phylliteux et d'oxydes. Les grandes fissures, alignées sur les plans des biotites, sont emplies d'oxydes de fer.

- La lame 34 est un échantillon de granite porphyroïde. La structure est nettement cloisonnée par la biotite qui dessine un maillage régulier de 5 millimètres de côté environ. Les porphyroblastes d'orthose dérangent cette ordonnance: les biotites se moulent autour de ces minéraux. Des plagioclases de grande taille sont développés en amas où se reconnaissent la macle de l'albite et de Carlsbad. Le réseau fissural est très fin et peu visible. Il semble affecter plutôt les cloisons de biotite.

Tous ces échantillons ont été comparés aux échantillons prélevés dans les massifs granitiques de Tournon. Bien que ces prélèvements aient été faits hors de la zone d'étude, la confrontation des résultats de ces échantillons avec ceux du Forez et du Pilat s'est révélée riche d'enseignements. La similitude de certains faciès, granites à biotite, porphyroïdes, leptynites et l'identité des

protocoles l'impose. La publication de ces résultats dans une autre étude, dispense de rappeler la description des échantillons.

1.3. LES RESULTATS DE L'EXPERIMENTATION.

1.3.1. Le poids des débris.

Le poids des débris obtenus a été pesé tous les cinquante cycles. La production est variable selon les échantillons allant de 100% dans le cas de la diorite complètement écroulée au bout de 150 cycles à 0,1% pour les granites porphyroïdes de Tournon et certains gneiss leptyniques.

La courbe cumulative du poids des débris obtenus au fil des cycles a été représenté figure n°10.3

Trois groupes d'échantillons peuvent être isolés:

* Un premier groupe homogène est constitué par les échantillons 17 à 22 où les courbes sont régulières et la production de débris faible. Seul l'échantillon 20 (granite à biotite de la Versanne) présente une augmentation brutale du poids des débris entre 150 et 200 cycles.

* Un deuxième groupe est formé par les granites porphyroïdes et se révèle hétérogène. Le granite porphyroïde des sommets a un comportement uniforme avec une croissance régulière du volume de débris. Les granites de Chalmazel prélevés en surface et à 1 mètre présentent une diversité de comportement puisque la quantité de débris passe de 23 à 73 % du poids du bloc. La différence de l'état d'altération préalable se révèle ici déterminante.

* Un troisième groupe constitué par les granites à biotite n'est pas beaucoup plus homogène puisque l'échantillon 30 a produit 25% de débris alors que le 23 dans un état d'altération assez comparable, n'en a produit que 4,9% et le 20, sain, 0,264%.

Il est clair que les courbes divergent entre 150 et 250 cycles. Avant cette période, le comportement des échantillons est assez semblable. Ce n'est qu'après ce temps de réponse, assez long, qu'une classification des échantillons en gélifs et non gélifs est possible. Ce temps de réponse, déjà mis en évidence pour les roches calcaires existe donc aussi pour les roches cristallines. C'est d'ailleurs entre 150 et 250 cycles que la production de débris est maximale pour les échantillons gélifs car **elle se ralentit ensuite progressivement.**

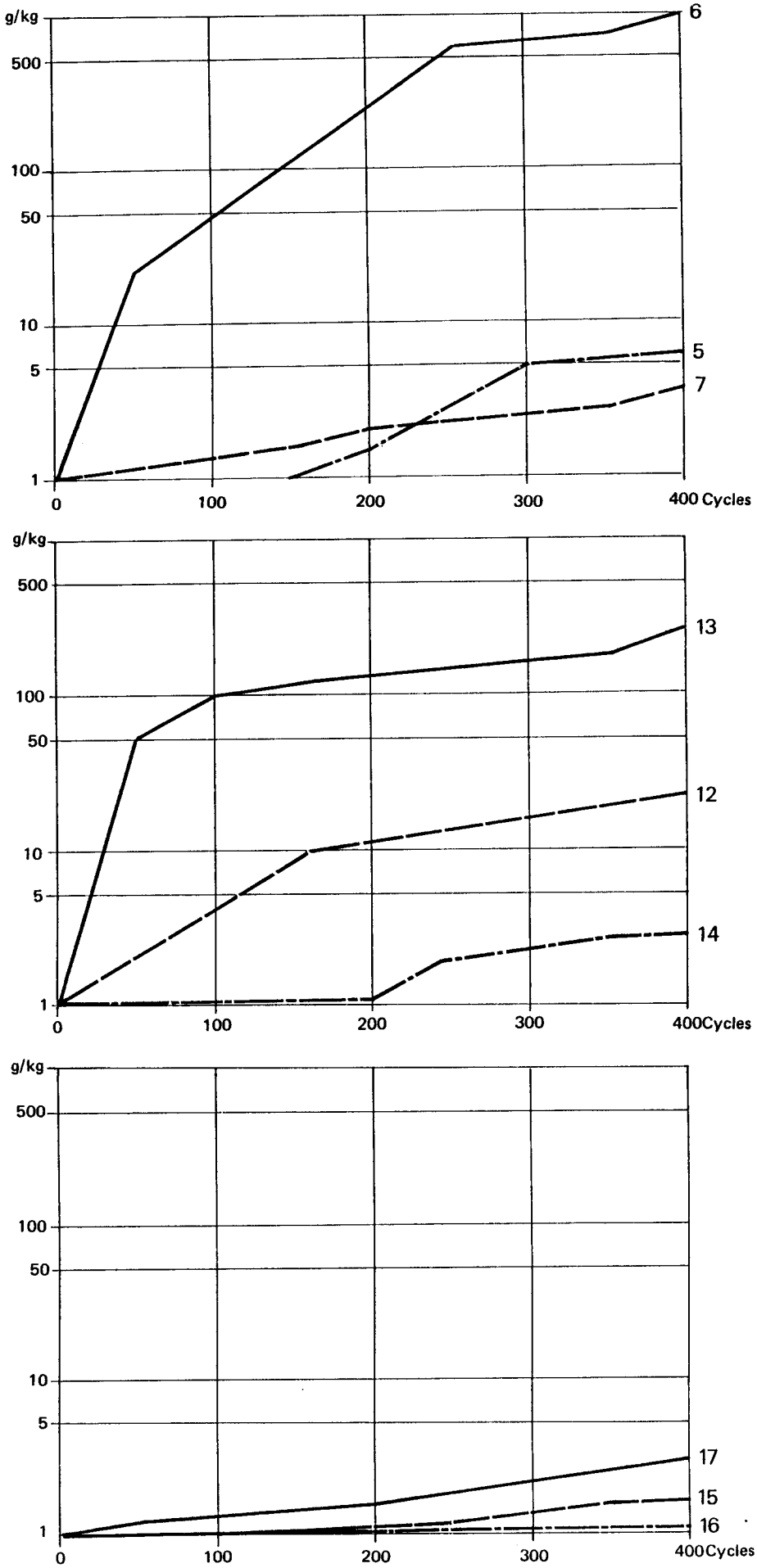
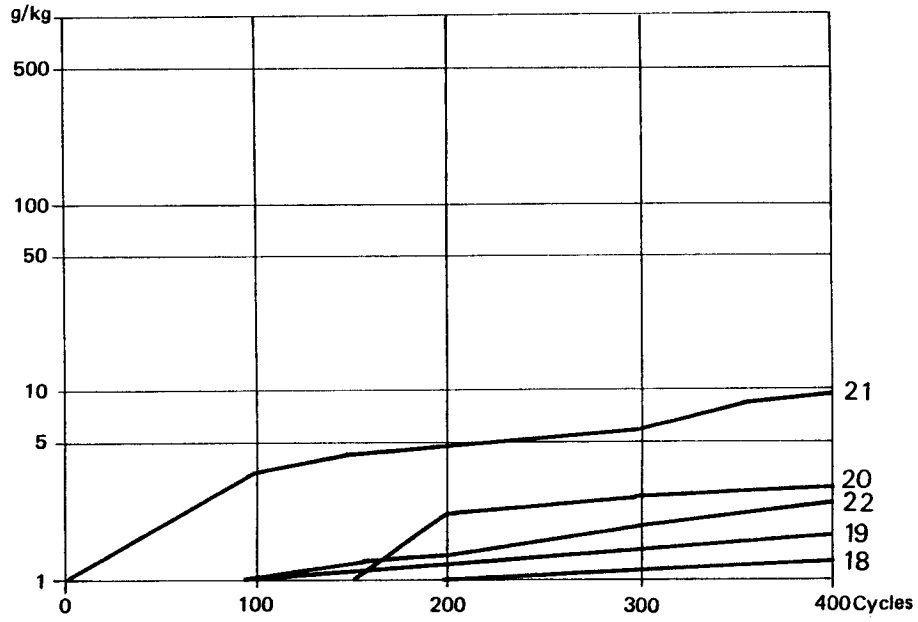
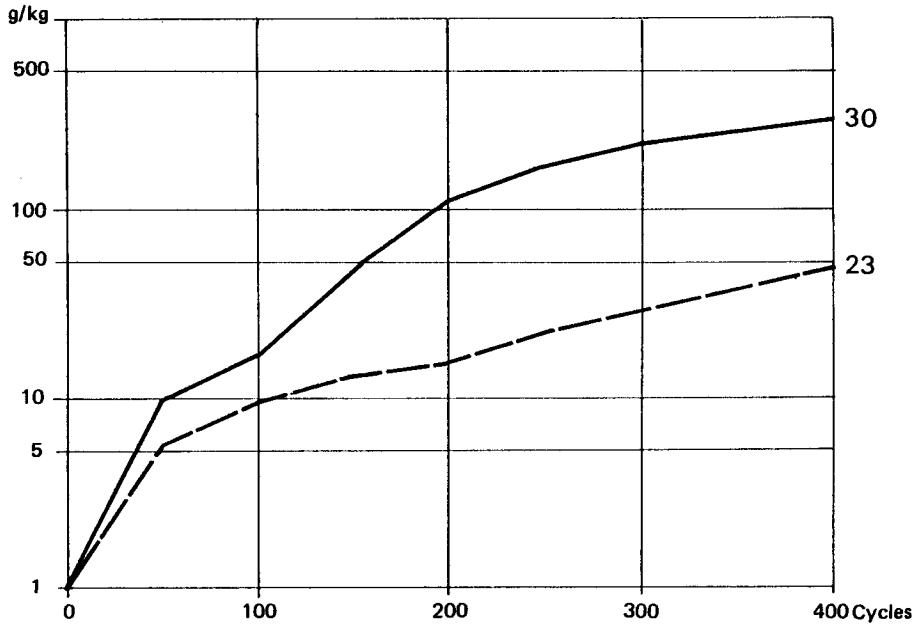
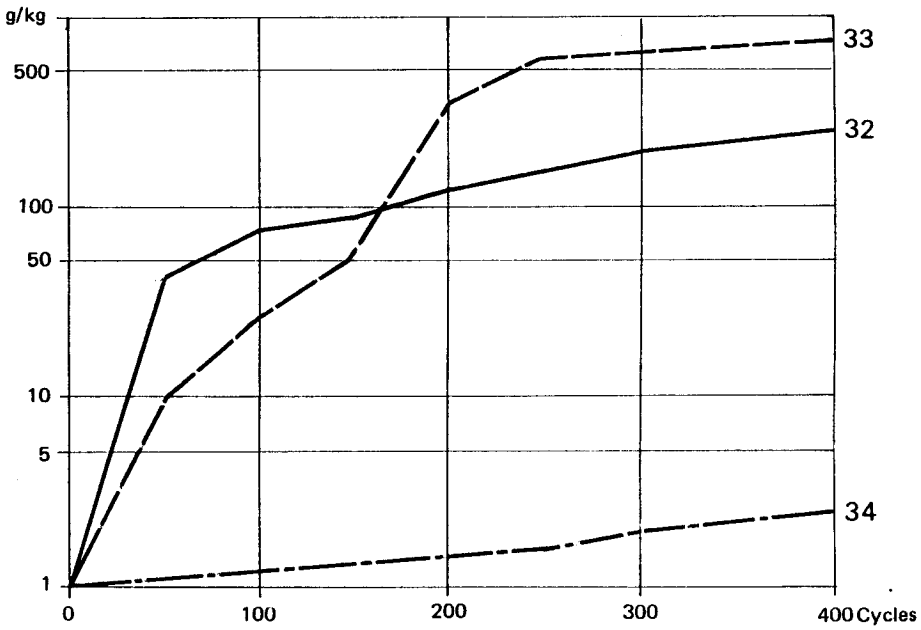


Fig. 10.3. POIDS DES DEBRIS OBTENUS PAR KILO D'ECHANTILLON


g/kg
500
100
50
10
5
1
0
100
200
300
400 Cycles
21
20
22
19
18


g/kg
500
100
50
10
5
1
0
100
200
300
400 Cycles
30
23


g/kg
500
100
50
10
5
1
0
100
200
300
400 Cycles
33
32
34

L'altération préalable est l'élément d'explication dominant surpassant les les variétés de pétrographie. L'intérêt de sa quantification est donc de tout premier ordre. Les mesures physiques sur les blocs permettront partiellement de répondre à cet objectif.

1.3.2. La granulométrie des débris.

L'examen des débris montre que la part du matériel fin et des gros éclats est très différente selon les blocs. Pour un même bloc, cette proportion varie fortement entre le début et la fin de l'essai.

Quatre classes de débris ont été définies: supérieurs à 2cm, de 2cm à 2mm, de 2mm à 50 microns et inférieurs à 50 microns. Tous les 50 cycles, les débris ont été pesés, mesurés ou tamisés selon leur taille, puis replacés avec le bloc dans leur bac pour subir un nouveau cycle de 50 alternances. L'objectif de cette manipulation était de permettre de mesurer la part respective de particules fines fournies par le bloc et par l'amenuisement des plus gros éclats détachés antérieurement, lors des cycles précédents. Elle devait permettre également d'apprécier les variations de la quantité de débris au fil des cycles et de détecter d'éventuels phénomènes de fatigue de la roche.

A 400 cycles, le tableau n°10.2 donne la répartition du spectre granulométrique des débris pour tous les échantillons.

Trois types différents peuvent être isolés:

* dans le premier, la part du matériel grossier est importante. Les granites de Chalmazel et porphyroïdes ont beaucoup de débris supérieurs à 2mm. Il s'agit d'agrégats polyminéraux ou, dans une moindre mesure, de phénocristaux. La fraction inférieure à 50 microns intervient pour une part négligeable dans le poids total.
* dans le deuxième type, la fraction fine est prépondérante, **dépassant parfois 50% du total des débris.** La part des gravillons est nulle ou peu s'en faut. Les gneiss du Pilat appartiennent à ce type.
* dans un troisième type, intermédiaire, se trouvent les granites à biotite. Les fractions fines et grossières sont réduites. Les sables dominent. L'échantillon 21 rappelle le groupe des granites à biotite malgré une structure finement litée, peut-être en raison d'une richesse relative en micas noirs.

Les variations de la granulométrie des débris au fil des cycles montrent une tendance nette à la substitution de matériel fin par du matériel grossier . Les premiers cycles produisent surtout des poudres et des limons, les gravillons et sables n'apparaissent qu'ensuite. Cette remarque est à rapprocher de celle de G. COUDE et J.P. LAUTRIDOU (1982) pour qui une part de la fraction limoneuse et argileuse apparaît dès l'origine et non pas seulement par comminution.

ECHANTILLON	DEBRIS PRODUITS g / Kg d'éch.	PRODUCTION DE FINES g / Kg d'éch.	PART DES FINES
5	5,3	1,06	0,2
6	758,3	2,23	0,0029
7	3	1,08	0,36
8 ++	5	1,07	0,214
9 ++	15,8	0,92	0,058
10 ++	17	0,31	0,018
11 ++	145	1,04	0,0071
12	19	0,35	0,018
13	174	0,60	0,0034
14	25,7	0,36	0,014
15	1,7	0,22	0,129
16	1,2	0,23	0,191
17	2,4	1,17	0,485
18	1,7	0,7	0,411
19	1,86	0,68	0,365
20	2,64	0,8	0,303
21	6,I	0,85	0,139
22	1,97	1,24	0,629
23	49	1,80	0,036
30	256	3,27	0,0127
31 +	1000	14,95	0,0149
32	232	4,28	0,0184
33	729,2	6,02	0,0082
34	23,2	0,90	0,0391

A 150 cycles (Diorite)

Pour mémoire : échantillons de micaschistes de la région de St Péray

Tab.10.1. POIDS DES DEBRIS A 400 CYCLES

Echantillon	2 cm	2 cm / 2 mm	2 mm / 0,05 mm	0,05 mm
5	0	64	29,6	6,4
6	25	64	9	3
7	0	27	30,1	42,9
12	22	59,2	16,7	1,8
13	0	77	16,3	6,6
14	49	2	4	1,4
15	0	22	64,5	13
16	0	25,2	52,8	22
17	0	23,9	24,6	51,2
18	0	9,1	35,7	57,2
19	0	3	53	44
20	0	5,5	64,2	30,3
21	0	2,9	83	14,1
22	0	2,8	33	64,2
23	0	50,5	45,5	4
30	1,5	41,6	55,7	1,2
31 +	0	1	99	-
32	8,4	48,9	38,9	2,8
33	57,13	33,9	88,4	0,5
34	38,8	34,6	22	3,5

+ A 150 cycles seulement (Diorite)

Valeurs exprimées en pourcentage du total des débris produits.

Tab.10.2. SPECTRE GRANULOMETRIQUE DES DEBRIS A 400 CYCLES

"Il y a libération au niveau du plan d'arrachement, de sables et d'éléments de la taille du limon et même de l'argile". Non seulement cette remarque se trouve confirmée, mais il est possible de préciser que cette libération s'effectue surtout lors des premiers cycles de l'essai. **Ensuite, au fil des cycles, s'établit un bilan entre les apports de matériel grossier et l'amenuisement de celui-ci.** Si l'amenuisement est plus rapide que la production d'éclats et de gravillons, la tendance est à l'augmentation de la fraction sableuse. S'il est plus lent sa part tend à diminuer au fil de l'essai.

Le matériel obtenu strictement par comminution est surtout sableux, rarement plus petit. La part maximale des fines inférieures à 50 microns est atteinte souvent dès le centième cycle et diminue légèrement ensuite. La comminution n'est sensible qu'à partir de 250 cycles, sous la forme de dissociation de grains polyminéraux, de désagrégation granulaire au sens strict.

Ces remarques générales ne doivent pas cacher la diversité de certaines évolutions:

* une première famille d'échantillons montre une grande stabilité de la part des différentes composantes granulométriques au fil des cycles (Fig.10.4). Dès l'origine, les fines inférieures à 50 microns représentent la moitié du poids des débris; cette valeur reste constante, que la part des gravillons soit notable (17 ou 18) ou nulle (19). Une comminution jusqu'à la taille des limons apparaît dans l' échantillon 17 (micaschiste) mais pas dans les autres.

Une évolution assez comparable se dessine pour les échantillons 20,21,22 mais la part des gravillons n'apparaît que tardivement. L'échantillon 21 fournit moins de débris fins, autour de 15 à 17 % et le 22 plus de fines (60%) que les précédents. Le comportement du bloc 20 est un peu particulier: on constate une part de la baisse des fines entre le centième et le deux centième cycle, traduisant une production massive de sables et de gravillons. Rapidement, cette évolution s'arrête et le pourcentage de limons se stabilise.

* Les granites de Chalmazel et à biotite forment un groupe à évolution différente. Ici, la part des fines, importante au départ, s'amenuise progressivement avec l'apparition de sables et gravillons libérés par le bloc. La comminution est rapide, les gros éclats disparaissent très vite, à 250 cycles pour l'échantillon 33, à 100 cycles pour le 23, à 250 cycles pour le 32.

La comminution contribue donc à enrichir la fraction sableuse: la part des sables croît dans des proportions variées suivant les échantillons mais toujours sensible.

* Dans cet ensemble, le comportement du granite porphyroïde est original: la part des petits éclats y est prépondérante au début de l'évolution, atteignant 80%, valeur que l'on retrouve sur les faciès de micaschistes de la région de Tournon (8,9, 11). A 400 cycles, la part des éclats ne s'est abaissée qu'à 37%. En revanche, la production de fines s'est élevée à 54 % à 100 cycles puis diminue rapidement à l'instar des échantillons de granite à biotite. Cette évolution semble propre au granite porphyroïde du Forez, car les autres granites porphyroïdes de Tournon ne fournissent que des gravillons et des sables au départ. Les fines n'apparaissent qu'à 150 cycles (5, 7, 15 et 16). Dès lors, l'évolution est comparable à celle des autres granites avec diminution des fines et des gravillons à l'avantage des sables.

Deux conclusions se dégagent donc de cette étude:

- ***la comminution est rapide dès l'apparition des éclats dans les débris.*** *Elle affecte les éclats, les gravillons qui sont réduits jusqu'à la taille des sables mais il semble qu'il existe un seuil au-delà duquel elle ne joue plus. On rejoint là la remarque de J.P. LAUTRIDOU (1984) à propos des roches calcaires, à ceci près que la limite semble ici plus élevée.*

* ***Les fines apparaissent dès l'origine indépendamment du phénomène précédent.*** *Elles apparaissent sur* ***tous les faciès, quelque soit leur degré d'altération.*** *Sur les faciès résistants, elles représentent près de la moitié de la production des débris au cours des premiers cycles. Leur importance est capitale car ces produits fins sont à l'origine du remplissage des diaclases si important pour expliquer le délogement des blocs lors du fauchage des noyaux rocheux.*

1.3.3. Interprétation de la granulométrie des débris.

La construction de trois diagrammes permet d'esquisser une interprétation de la granulométrie des débris.

Sur le premier, la production de fines inférieures à 50 microns a été portée en regard de la production totale de débris, ces deux valeurs exprimées en grammes par kg d'échantillon.(Fig.10.5)

La dispersion des points, traduit, au-delà d'un certain seuil, une évolution exponentielle. Toutefois, pour les faibles valeurs, la dispersion assez grande suggère une évolution diverse suivant les faciès.

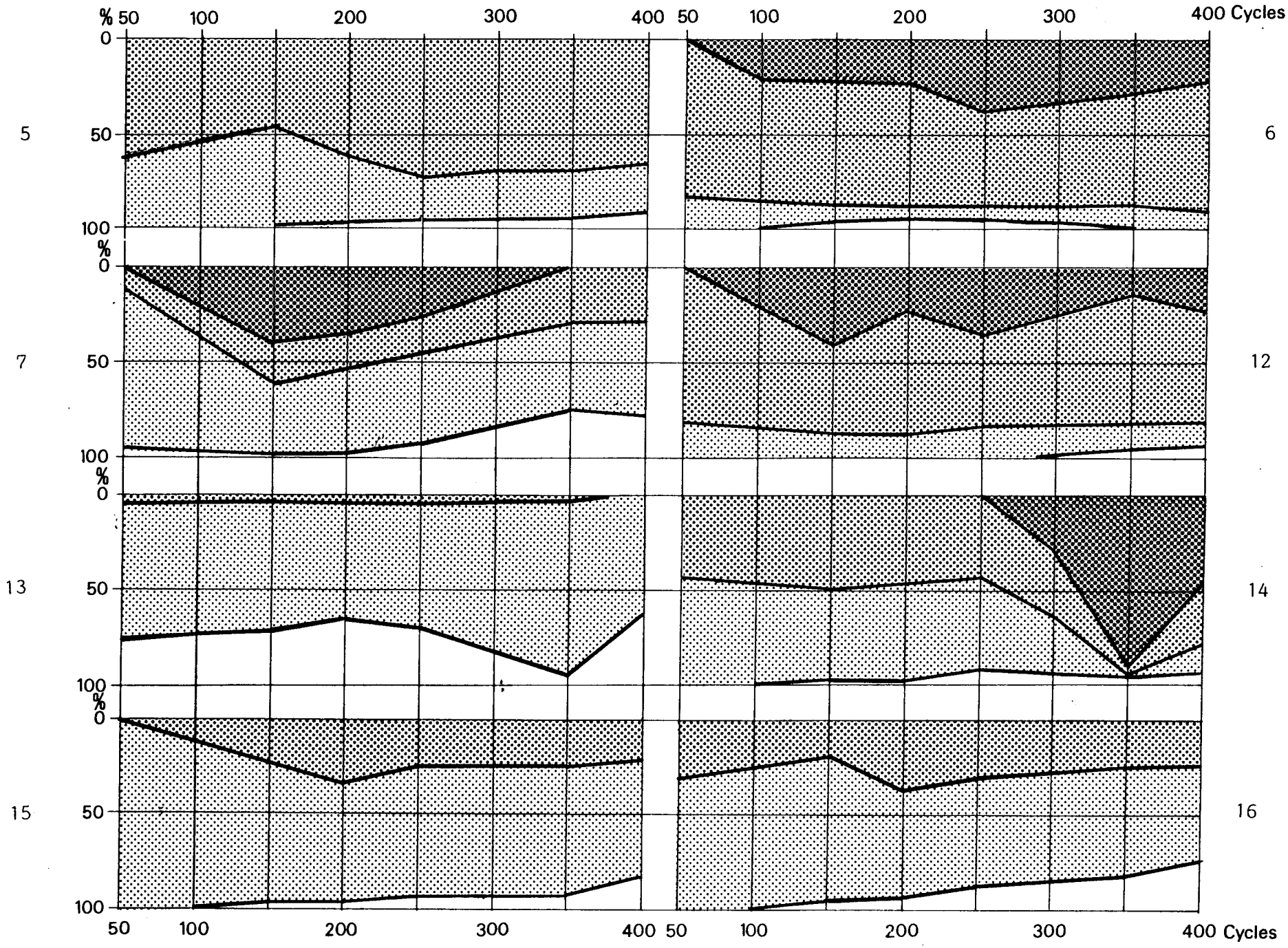
Sur le deuxième diagramme, la part des fines dans le total des débris en regard de la production totale des débris à 400 cycles (Fig.10.6)

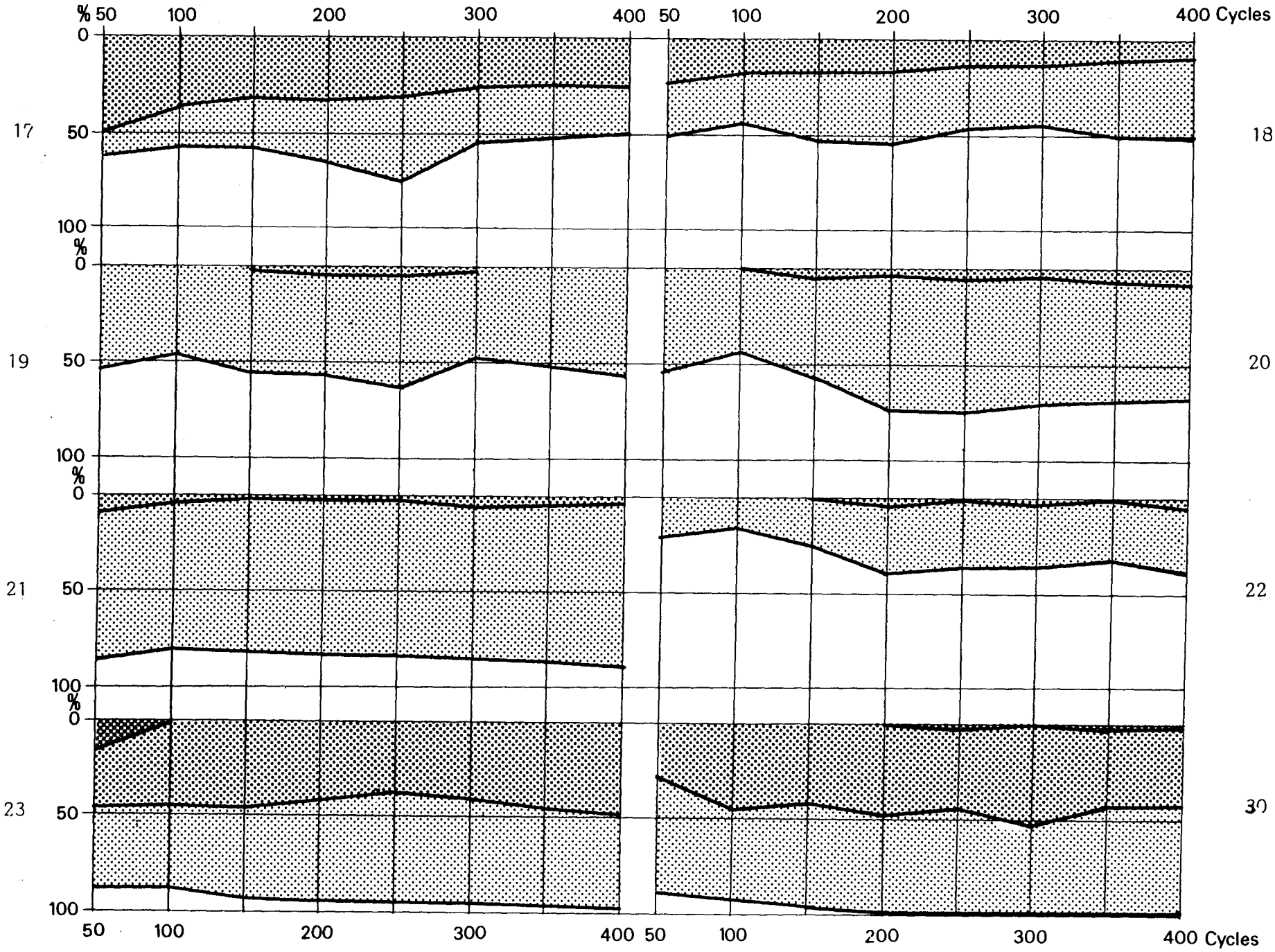
La diminution de la part des fines à mesure que le poids des débris est plus important est un fait général. Plus l'échantillon est altéré, plus il fournit de débris, plus la part des fines est réduite. Cette constation ne fait que confirmer celle de G. COUDE et J.P. LAUTRIDOU (1983).

La corrélation est assez rigoureuse selon trois droites, caractéristiques des trois familles d'échantillon précédemment définies ce qui tend à prouver que chaque faciès a son comportement propre.

Sur la droite 1 on trouve tous les échantillons du massif de Tournon, sur la droite 2 les granites à biotites, granites de Chalmazel et porphyroïdes du Forez, sur la droite 3 les faciès des couvertures letpyniques du Pilat. (Fig. 10.6)

Les deux premières courbes sont proches: leur pente est identique ; en revanche, la courbe 3 manifeste une pente beaucoup plus faible, traduisant une diminution très lente de la part des fines à mesure que la production des débris augmente. **Ces faciès fournissent proportionnellement plus de débris que les autres.**


% 50 100 200 300 400 50 100 200 300 400 Cycles
0
50
100
5
6
7
12
13
14
15
16
50 100 200 300 400 50 100 200 300 400 Cycles


% 50 100 200 300 400 50 100 200 300 400 Cycles
0
17
50
18
100
%
0
19
50
20
100
%
0
21
50
22
100
%
0
23
50
30
100
50 100 200 300 400 50 100 200 300 400 Cycles

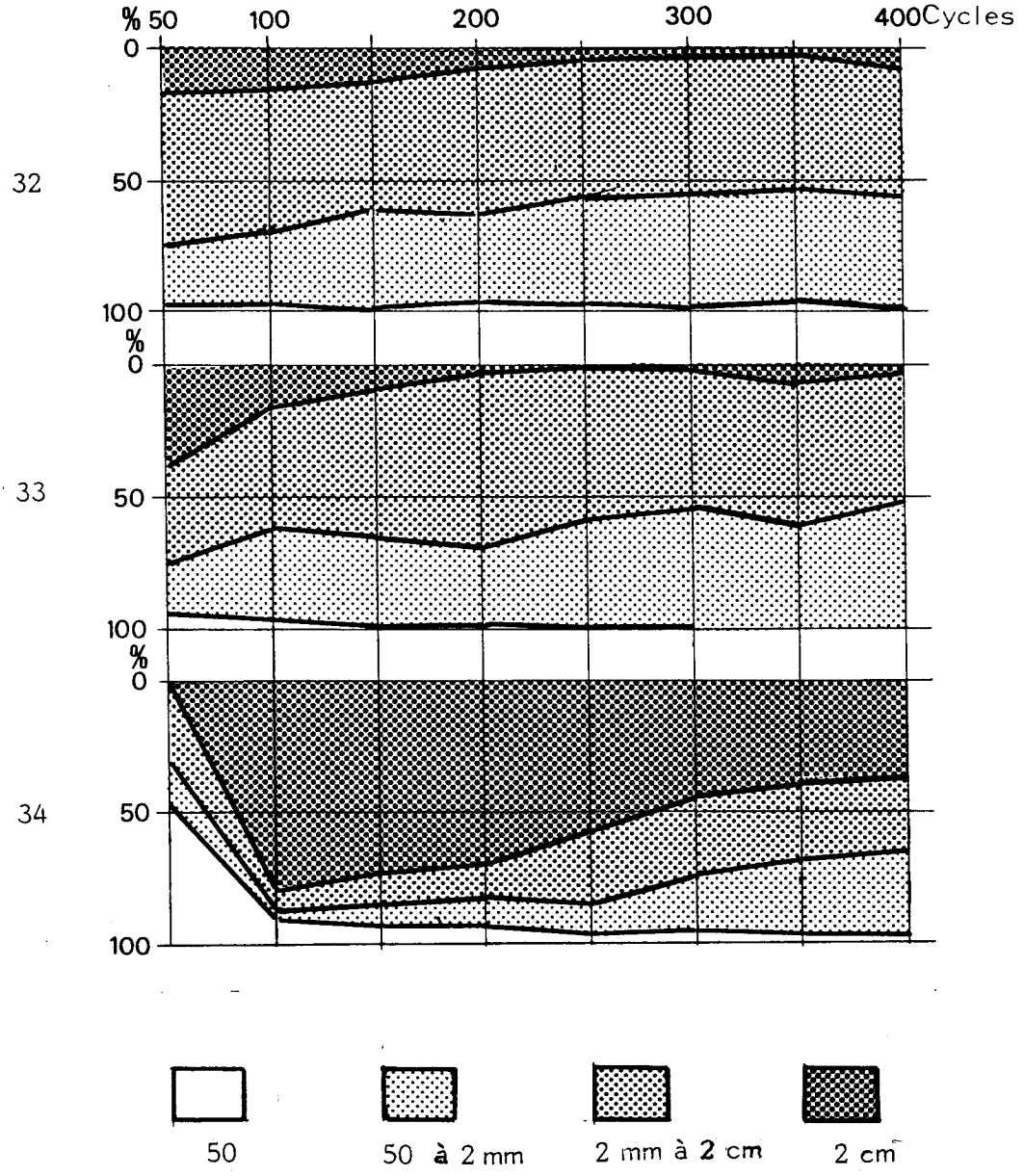


Fig. 10.4. EVOLUTION DU SPECTRE GRANULOMETRIQUE DES DEBRIS

Sur le troisième diagramme, (Fig. 10.7), a été représenté avec le même système de coordonnées, l'évolution, tous les 50 cycles de la production de fines en regard de celle des débris. Au fil des cycles, le poids des débris augmente, et la part des fines diminue. Les échantillons decrivent donc des courbes, qui se linéarisent en coordonnées logarithmiques sauf aux tous débuts de l'essai pour ceux qui n'ont pas atteint un certain état d'équilibre.

Les familles de droites peuvent être regroupées en deux ensembles: les premières, rigoureusement parallèles, ont une pente forte (le coefficient angulaire est de 0,43 à O,47). **Il est surtout strictement identique pour les divers échantillons d'un même faciès à des stades d'altération différents** comme le montre l'exemple des échantillons 32 et 33 ou 23 et 30. Un second groupe de courbes ont une pente beaucoup plus faible, de l'ordre de 0,1, traduisant une diminution beaucoup plus lente de la part des fines. Entre ces deux familles, l'échantillon 20 qui a une structure de granite à biotite mais un comportement morphologique voisin des gneiss leptyniques occupe une position intermédiaire.

Deux intérêts apparaissent nettement à la lecture de ces graphiques: un groupe de granite à biotite et de granite porphyroïde apparaît nettement. Pour plusieurs échantillons, la courbe est totalement confondue, pour d'autres, elle est parallèle. Un groupe des couvertures leptyniques s'isole aisément en haut du diagramme. La part des fines décroît très lentement avec le temps pour ces échantillons.

Les divers échantillons d'un même faciès ont des courbes confondues: cette remarque montre dans le cadre de l'essai qu'un bloc préalablement altéré réagit de la même manière qu'un bloc qui l'est moins mais plus rapidement. A quantité de débris égale, leur spectre est identique.

Le second intérêt de cette présentation est de permettre la prévision de l'évolution de l'amenuisement des débris et de faire la distinction entre la part attibuable à la pétrographie et la part attribuable à l'altération dans la production des fines. Lorsque la totalité du bloc s'est effondrée et que 100% des débris ont été obtenus, le pourcentage de fines se lit sur le diagramme à l'ordonnée de l'abscisse 100% . En effet la courbe prend en coordonnées arithmétiques une forme concave et se rapproche d'une valeur-limite de y. Pour l'échantillon 33 cette fonction s'écrit:

$$y = 5{,}45x^{-0{,}47}$$

La valeur de la fonction décroît rapidement pour les faibles valeurs de x puis lentement à mesure que x augmente. La valeur minimale de y atteinte dans l'intervalle de x compris entre 0 et 100 est de O,6. Cette valeur est effectivement

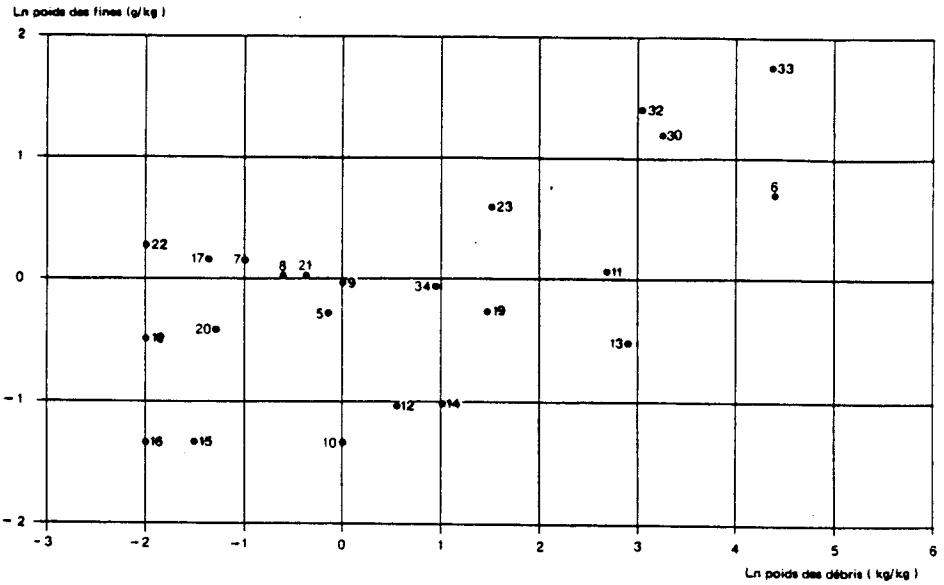


Fig. 10.5. CORRELATION ENTRE PRODUCTION DE FINES ET PRODUCTION TOTALE DES DEBRIS

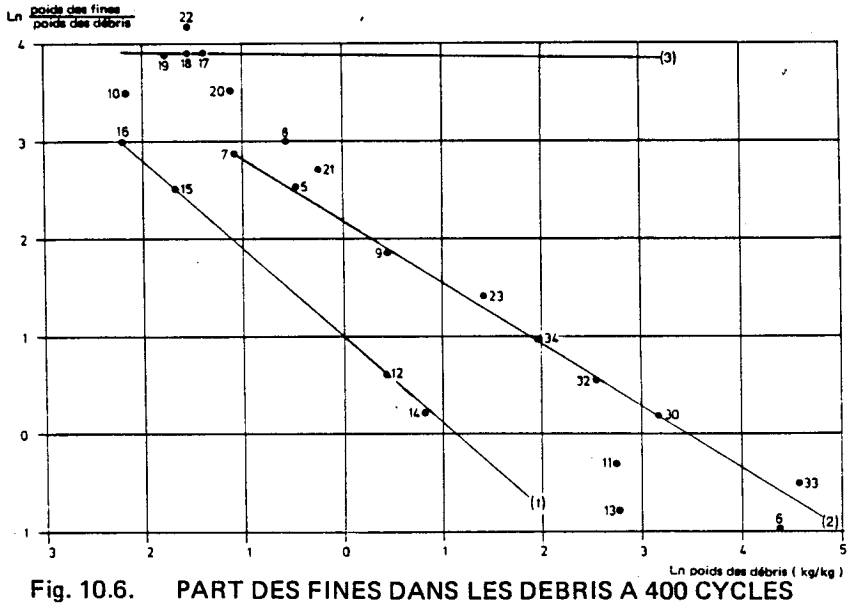


Fig. 10.6. PART DES FINES DANS LES DEBRIS A 400 CYCLES

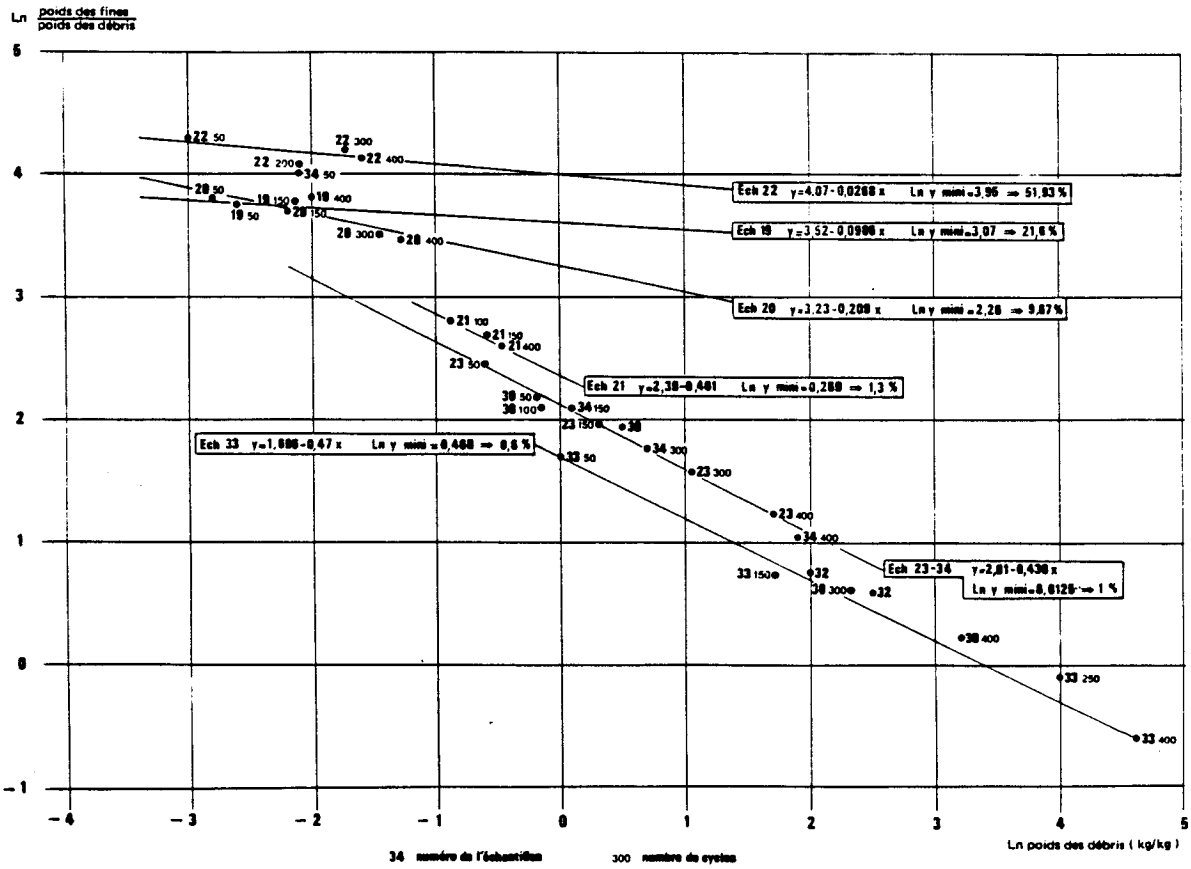


Fig. 10.7. EVOLUTION DE LA PART DES FINES DANS LES DEBRIS ENTRE O ET 400 CYCLES

celle qui a été mesurée sur l'échantillon 33 totalement détruit en fin d'expérimentation.

Un calcul analogue montre que pour tous les échantillons de granite à biotite étudiés, la teneur en fines après écroulement du bloc doit être comprise entre les valeurs de 0,6 et 1,3 % . Pour les échantillons du Pilat, cette valeur est incomparablement plus élevée puisqu'elle représente 21 à 51%. Certes, la gélivation de ces matériaux est extrêmement longue et l'expérience n'a pu être poursuivie assez longtemps pour vérifier expérimentalement ce calcul. L'ordre de grandeur des phénomènes peut toutefois être retenu avec assez de certitude.

La gélivation du granite tend donc à fournir une arène dont la fraction fine (inférieure à 50 microns) est comprise entre 0,6 et 1,3% du total des débris, dans le cadre des faciès étudiés. *Les échantillons du Pilat fournissent eux des pourcentages de fines beaucoup plus importants atteignant 20 à 50% de fines: sans exception, tous les faciès ayant ce comportement sont les faciès à l'origine des chirats. Même l'échantillon 20 dont la composition est celle d'un granite à biotite prélevé dans l'alvéole de la Versanne est à l'origine d'un petit clapier. En revanche, l'échantillon 21, anatexite claire de base, qui se place au milieu des granites dans le diagramme n'est pas à l'origine de chirats.*

Ces observations permettent d'envisager un lien entre le comportement au gel expérimental et le développement des clapiers sur le terrain.

Les micaschistes ont des positions diverses dans ce diagramme: contrairement à une idée répandue, ils ne fournissent pas plus de fines que les granites. (9 et 11). D'autres ont un comportement intermédiaire entre les matériaux du Pilat et les granites à biotite. Ces indications restent exploratoires: leur étude reste à faire.

En toute rigueur, cette évolution ne peut être considérée comme sûre que dans la mesure où la gélivation alimente régulièrement l'arène en matériel frais. Comme l'expérience a montré que la comminution reste limitée aux sables et ne contribue que dans une mesure limitée à la production de fines, il est possible de considérer que **la part des fines dans une arène, supérieure à un certain seuil propre à chaque type pétrographique ne peut être imputée à la seule gélivation.**

L'intervention d'autres éléments d'explication, héritage d'altération physico-chimique interglaciaire, redistribution des fines par voie éolienne, ruissellement, lessivage, cryophorèse doit être envisagé. Le problème sera examiné de nouveau

à la lumière des expérimentations de gélivation d'arène.(5) Il permettra de poser le problème de l'origine des fines dans les arènes avec des à-priori moins hypothétiques.

1.3.4. La minéralogie des débris.

La minéralogie des débris obtenus a été systématiquement étudiée par deux méthodes: à la taille des sables, le calcul des pourcentages des différents minéraux figure dans le tableau n°10.3. Ces résultats ont été obtenus par la méthode de coloration et comptage. A la taille des poudres, une étude qualitative a pu être réalisée par diffractométrie aux rayons X. Les sables obtenus sont des quartz, plagioclases, orthoses et biotites. Les muscovites ont été observées sur quelques rares échantillons. Les grains polyminéraux sont parfois présents, quelquefois en abondance. Leur part est variable suivant la taille: à 1mm, elle est faible, (5 à 15 %). Il n'y a pas de rapports entre la quantité de débris produits et leur teneur en polyminéraux.

Les quartz et les feldspaths représentent l'essentiel de la production. Les micas n'apparaissent que dans les fractions fines, en faible proportion (10 à 12% à 0,2mm.)

Les quartz l'emportent sur les feldspaths pour les échantillons 19,21 et 23 seulement. Deux de ces échantillons ont fourni peu de débris, le troisième s'est pratiquement écroulé. Il n'y a pas de relation directe entre la résistance du bloc et la nature minéralogique des débris. Pour les quartz, des pourcentages très faibles ont été obtenus assez souvent, sur les granites porphyroïdes ou à biotite.

Les orthoses ont un comportement distinct des quartz: les échantillons 7, 20, 22 en libèrent de grandes quantités. Au contraire, le 12, le 22, le 30 en libèrent peu. Il est vrai que pour ce dernier, une bonne part des oligoclases sont liées au quartz dans des grains polyminéraux.

Les plagioclases ont un comportement tranché: ils représentent soit un fort pourcentage, 40 à 60 % soit une fraction très faible. Il n'y a pas de lien avec la quantité totale de débris produite. Ainsi, les échantillons 15 et 7 fort semblables dans leur tenue au gel, fournissent l'un des oligoclases, l'autre des plagioclases essentiellement.

La sélectivité de la gélivation pour les différentes espèces minérales est mesurable par le ratio:

---

(5) Cf Chapitre suivant.

ECHANTILLON	QUARTZ	FELDS. POTASSIQUE	FELDSP.PLAGIO.	BIOTITE	MUSCOVITE
7	0,24	2,5	0,42	0,28	+
12	0,83	1,07	1,86	0	0
13	0,89	0,5	1,34	1,63	+
15	0,1	0,55	2,3	0,6	-
19	2	0	1	2	0
20	1,5	2,4	0,06	0,14	-
21	1,6	+	0	0,9	-
22	1,1	1,6	0,03	1	0
23	2,46	1,47	0,11	0,42	-
30	0,78	0,05	1,34	0,61	-
32	0,93	0,85	0,73	1	8,5
33	1,27	0,32	1,16	2,5	2
34	2,17	0,28	0,96	0,47	-
31 *	0,3	-	0,8	1,2	-

Les échantillons qui ne figurent pas dans ce tableau n'ont pas donné lieu à étude. (Quantité de débris trop faible ou trop de polyminéraux.)

* A 150 cycles (diorite).

\+ Minéral présent mais en trop faible quantité pour le calcul du ratio.

\- Sans objet: le minéral n'est pas présent dans la roche-mère.

Les chiffres donnent la valeur du ratio: $\frac{\%\text{ du minéral présent dans les débris}}{\%\text{ du minéral présent dans la roche-mère.}}$

Les polyminéraux n'ont pas été décomptés pour ce calcul.

Tab.10.3. MINERALOGIE DES SABLES OBTENUS A 400 CYCLES

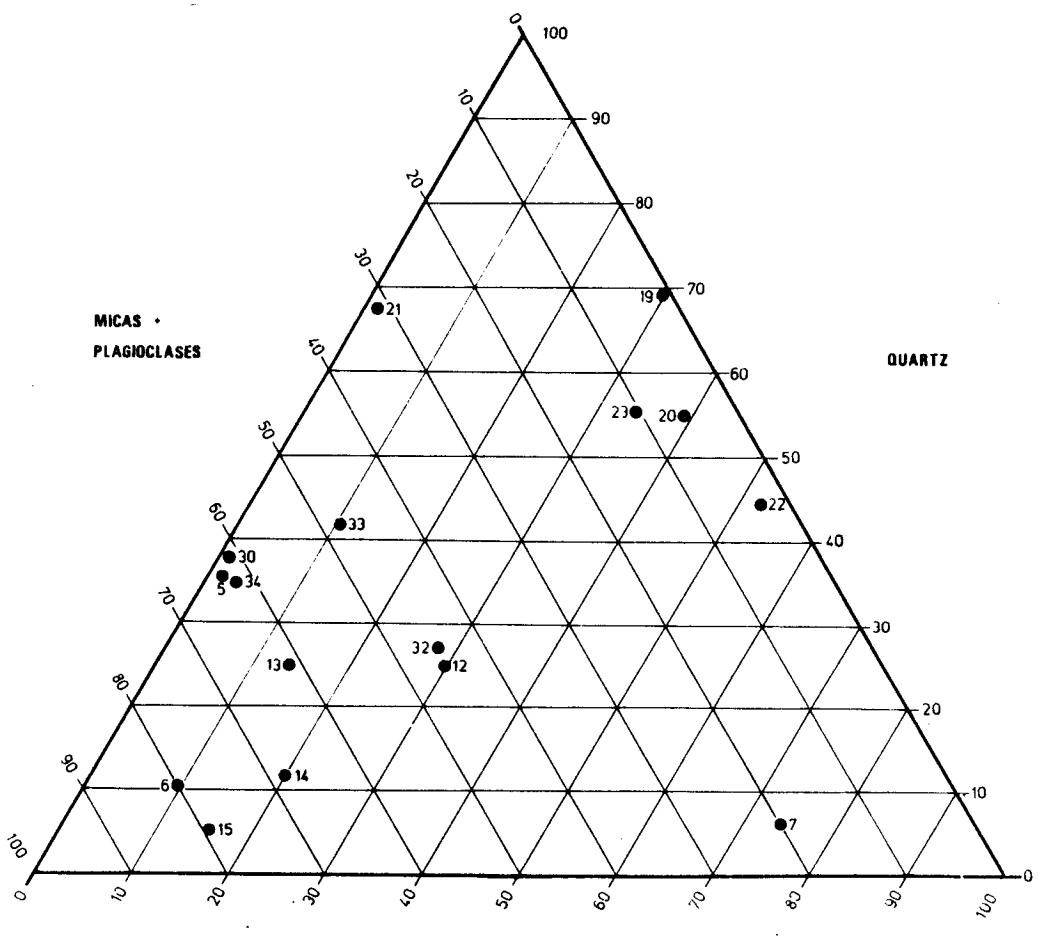


Fig. 10.8. MINERALOGIE DES SABLES A 400 CYCLES

$$R = \frac{\%\text{ du minéral trouvé dans les débris}}{\%\text{ du minéral présent dans la roche-mère}}$$

La lecture du tableau n°10.3 l'homogénéîté des faciès apparaît assez bien.

Pour le quartz, les granites à biotite ont un ratio proche de 1; en revanche, les granites porphyroïdes ont un ratio de quartz très faible, inférieur à 0,2. Ils libèrent moins de quartz que les premiers. **Le matériel du Pilat fournit toujours plus de quartz que celui du Forez** ou de la région de Tournon.

Le ratio des plagioclases est en général très faible pour les échantillons peu gélifs, proche de 1 ou supérieur à 1. Ceci tend à prouver que **l'attaque massive des plagioclases contribue à détruire l'architecture de la roche et à provoquer sa désagrégation.** Des exceptions (15 ou 23) viennent cependant nuancer ce propos.

L'examen des figures 10-9 permet de saisir la corrélation entre la minéralogie des débris et leur poids total. Aucune relation directe, simple, n'existe entre le comportement d'une espèce minérale et la quantité totale de débris fournis. Il n'est pas possible de dégager un comportement unique ou une échelle de résistance des minéraux au gel.

Contre toute attente le diagramme des plagioclases montre un médiocre alignement des points. La réputation de fragilité de ce minéral n'est qu'imparfaitement vérifiée. Elle est très variable selon les échantillons. Il n'y a pas davantage de corrélation inverse avec la teneur en quartz des débris: une gélifraction massive des quartz peut se retrouver tantôt dans des échantillons résistants, tantôt dans ceux qui le sont moins.

La meilleure relation est observée avec les biotites. Le rôle primordial de ce minéral dans le gonflement de la roche et sa désagrégation se trouve confirmé. Une richesse en biotite des débris souligne un ébranlement partiel pouvant aller jusqu'à l'écroulement partiel (33).

A une échelle plus fine, la diversité des résultats peut être partiellement expliquée.

Les quartz l'emportent sur les feldspaths pour les échantillons 19,21,23 seulement, tous issus du Pilat. L'explication est à rechercher dans la texture de la roche. On observe une orientation et un cloisonnement des orthoses par le quartz. Les fissures de grande taille, décelables au microscope et partiellement emplies de matière issue de l'altération des minéraux primaires se concentrent entre et autour des quartz exclusivement. Sur la lame 19, des vides de grande taille apparaissent au milieu des quartz en amas. Sur la lame 21, les fissures sillonnent les lits de quartz en petits cristaux engrenés et parfois broyés. C'est dans ces zones que se situent les biotites déchiquetées abondamment représentées dans les débris.

La gélivation s'exerce donc préférentiellement sur certaines zones de la roche dont la composition ne reflète pas toujours celle de l'ensemble de l'échantillon telle qu'elle est donnée par l'analyse modale.

Des pourcentages faibles de quartz caractérisent les échantillons 15,7,12. L'explication est à rechercher dans la petite taille des quartz, très inférieure à 1 mm: ils ne peuvent donc être retrouvés à cette taille dans les débris.

Les plagioclases ont un comportement tranché suivant les échantillons: soit ils représentent 40 à 60% des débris, soit ils n'apparaissent pas (échantillons du Pilat). Dans ce dernier cas, il faut observer leur taille réduite dans les échantillons 20,21,22. Sur ce dernier bloc, ils sont noyés en inclusion dans le quartz et, de ce fait assez peu accessibles à l'eau. Dans la lame 20, ils sont éloignés des fissures.

L'examen de la fraction fine a été effectuée sur les poudres par diffractométrie aux rayons X. Peu d'échantillons présentent des argiles minéralogiques. (Tab.10.4). Seuls, les 11,12,13, ont libéré de la kaolinite avec peut-être, le 14 issus tous de la bordure du massif de Toulaud (région de Tournon). L'échantillon 33 granite de Chalmazel en présente également et le 18 présente de la smectite probable.

Dans tous les autres cas, la production se limite aux minéraux primaires. Les résultats sont, dans l'ensemble, homogènes.

Les plagioclases sont présents partout: ils fournissent une part importante des fines. Les orthoses sont représentées de manière très inégale selon les échantillons: elles sont absentes de certains faciès peu gélifs, (8,17,13,18) soit en raison de leur grande taille et de leur faible fissuration, soit en raison de leur part réduite dans la roche-mère.

Le quartz est présent partout, toujours dominant. La microdivision des quartz est confirmée.

A la taille des poudres, le quartz constitue donc la première source de matière fines avant les plagioclases.

Echantillon	:Kaolinite:	Smectite	: Micas	: Chlorite:	Quartz	:F Plagio	: F Potas.	: Autres
2			50	5	35	10		
5			20	+	50	20	10	
5 bis (1)			15	5	50	20	10	
6			15	10	30	30	15	
7			15	5	55	15	10	
7 bis (1)			10	5	45	25	15	
12	10		15		50	15	10	
13	10		5	10	35	40	+	Gibbsite
13 bis (1)	5		5	5	35	35	15	
14			10	5	60	15	10	
15			10	5	60	15	10	
17			5	5	70	15	5	
18		5	5	5	65	15	5	
19			+	+	45	40	15	
20			5	5	50	25	15	
21			5	5	50	30	10	
22			10	5	45	30	10	
23			5	5	35	30	25	
30			10	5	40	30	15	
33	5		5		30	35	25	
34	+		5	5	45	36	10	

(1) après 800 cycles.

(Analyse: M.N. LE COUSTUMER)

Tab.10.4. MINERALOGIE DES POUDRES OBTENUES A 400 CYCLES

La confrontation des résultats de l'analyse des poudres et des sables révèle une certaine complémentarité des résultats. Les minéraux peu représentés à la taille des sables le sont souvent mieux à la taille des poudres et vice-versa. Cette remarque souligne le rôle essentiel joué par la taille des minéraux du bloc dans la compréhension et l'interprétation de la nature des débris.

L'analyse comparée des sables et des poudres souligne le rôle éminent joué par la taille des minéraux dans l'échantillon, par la localisation du réseau de fissuration qui peut affecter de manière préférentielle telle ou telle espèce minérale. Toute interprétation qui ne prendrait pas en compte ces paramètres risquerait d'être fautive.

2. LES ELEMENTS D'EXPLICATION:LA GEOMETRIE DES PORES.

L'interprétation des résultats d'essais de gélifraction impose d'approcher une connaissance aussi précise que possible la géométrie du milieux poreux.

Les hypothèses relatives à la rupture des roches sous l'action du gel résultent de deux phénomènes distincts bien connus des physiciens et résumés par J. AGUIRRE PUENTE (1975).

* L'invasion des capillaires par la glace fait augmenter la pression de l'eau intersticielle à l'intérieur du bloc;

* La perméabilité du réseau capillaire fin est insuffisante pour permettre à l'eau intersticielle de s'échapper lors de la formation de la glace.

Dans les roches grenues, cette augmentation de la pression intersticielle provoque un élargissement des cavités pouvant aller jusqu'à la désagrégation des minéraux.

Plus que d'une valeur globale de la porosité, c'est de la taille des pores, de leur forme, de leur interconnexion que dépendent les facilités offertes à l'eau de s'échapper et de limiter l'accroissement de pression et les risques de rupture. La connaissance de la forme des pores, essentielle, est beaucoup plus difficile à mesurer que celles de leur volume total.

Parmi les mesures possibles, deux ont été retenues: il s'agit de l'ascension capillaire et de la porosité. Leur intérêt provient du fait qu'il s'agit de méthodes quantitatives dont la mise en oeuvre n'exige pas de moyens techniques insurmontables.

L'ascension capillaire fournit des indications sur le volume des pores grâce à la mesure du volume d'eau absorbé, mais aussi sur leur forme et leur interconnexion grâce à la vitesse d'ascension capillaire qui est une fonction du rayon moyen de pore.

La porosité ne fournit qu'une valeur globale du volume des pores lorsqu'elle est effectuée à l'eau; la porosimétrie au mercure permet en revanche d'estimer la répartition des pores par rang de taille, d'avoir des indications sur la forme et l'interconnexion des pores par la mesure de la porosité piégée et la comparaison absorption-désorbtion. Les interprétations n'échappent toutefois pas au recours à des modèles mathématiques de simulation du réseau poreux qui ont leur part d'arbitraire.(6)

La comparaison des deux méthodes est essentielle car elles sont complémentaires: leurs résultats même s'ils ne sont pas concordants s'éclairent mutuellement.

2.1. L'ASCENSION CAPILLAIRE.

2.1.1. Le principe de la méthode.

Chaque échantillon testé a fait l'objet d'une mesure de l'ascension capillaire avant sa mise dans l'enceinte climatisée et, pour les échantillons qui n'avaient pas subi de dégâts irrémédiables, à la fin de l'essai. Le protocole de mesure est celui utilisé à Caen, en prolongeant toutefois la mesure sur 21 jours.

La méthode repose sur le principe de la loi de JURIN qui permet de prévoir l'ascension capillaire d'un liquide mouillant dans un capillaire fin en fonction de son rayon. La hauteur d'ascension capillaire est inversement proportionnelle au rayon du pore. Dans le cas de blocs de roche, l'équilibre capillaire n'est atteint qu'au bout d'un certain temps. La vitesse d'ascension est ralentie par la perméabilité de l'échantillon, la présence d'air dans les étranglements de pores et les interconnexions qui oppose une résistance à la pression du liquide jusqu'à dissolution de ces bulles d'air dans l'eau.

Le protocole prévoit de mesurer la quantité d'eau dans le bloc à intervalles de temps successifs. Dans une première phase, la prise de poids est rapide; elle se poursuit ensuite plus lentement selon une fonction logarithmique du temps. La taille du bloc n'a, en principe, aucune influence sur les résultats. La loi de Jurin prédit une ascension de l'eau de 7,5 cm dans des pores de rayon de 0,2 mm au cas où la mouillabilité est parfaite. Dans ces limites, toutes les fissures de rayon inférieur sont emplies d'eau. Des mesures comparatives ont toutefois été faites sur des blocs de taille variée: elles montrent une saturation un peu meilleure avec de petits échantillons mais l'ordre de grandeur reste comparable et la forme de la courbe de prise de poids reste identique. Ce dernier point est essentiel car ce paramètre sert d'appui aux raisonnements qui suivent. Toutes les éprouvettes

---

(6) Sur ce point cf rapport technique interne du Laboratoire rhodanien de géomorpholgie partiellement publié (B.ETLICHER et R. PETIOT, 1983)

ont été taillées avec un volume de 70 cm3.

Dans les cas les plus généraux, la courbe de prise de poids prend la forme de deux demi-droites sur un diagramme en abscisse logarithmique. Ces deux demi-droites sont séparées par un "knick point" (G. FAGERLUND,1975) qui apparaît au bout d'un intervalle de temps variable, de 4 à 36 heures. Ces dernières valeurs sont beaucoup plus élevées que celles qui ont été observées sur les roches calcaires. (G.BOUSQUIE,1979). La structure des roches étudiées en est responsable. Dans les échantillons étudiés ici, la construction graphique du knick point est aléatoire et imprécise: l'angle que font les deux courbes est trop ouvert et les mesures sont plus espacées dans le temps. Il est donc préférable de rémédier à cet inconvénient et d'homogénéiser les résultats en déterminant la position du knick point par le calcul.

Les deux demi-droites satisfont à l'équation:
$y = F + k \ln t$ où t est le temps exprimé en heures, F l'ordonnée à l'origine et k une constante (pente de la courbe).
Le calcul des deux demi-droite a été effectué par la méthode des moindres carrés à partir des points expérimentaux de manière indépendante; les coordonnées du knick point sont ensuite établies par la résolution du système des deux équations obtenues.

2.1.2 Les résultats de l'ascension capillaire.

Les résultats de l'ascension capillaire peuvent être tirés de l'observation visuelle et de l'étude des courbes.

L'observation visuelle de l'ascension a été notée de manière systématique. Deux types d'échantillons ont été reconnus: le premier, peu fissuré montre une ascension régulière, parallèle à la base de l'éprouvette, qui progresse vers le haut à vitesse décroissante. Les échantillons peu fissurés (53, granite de Chalmazel, Fig.10.10) correspondent à ce type. Le second type voit l'humidité progresser préférentiellement selon une ou plusieurs directions privilégiées selon la disposition du réseau fissural. Sur l'échantillon 14, les lignes d'iso-capillarité sont disposées suivant une diagonale traduisant une fissuration inégale: la partie gauche du bloc est plus rapidement imbibée. Sur les blocs à faible porosité, la montée est très lente et se bloque sur les flancs de l'éprouvette, où, en raison de l'évaporation, toute lecture est impossible alors que la prise de poids se poursuit. (Fig.10.11)

Trois familles de courbes d'ascension ont été reconnues:

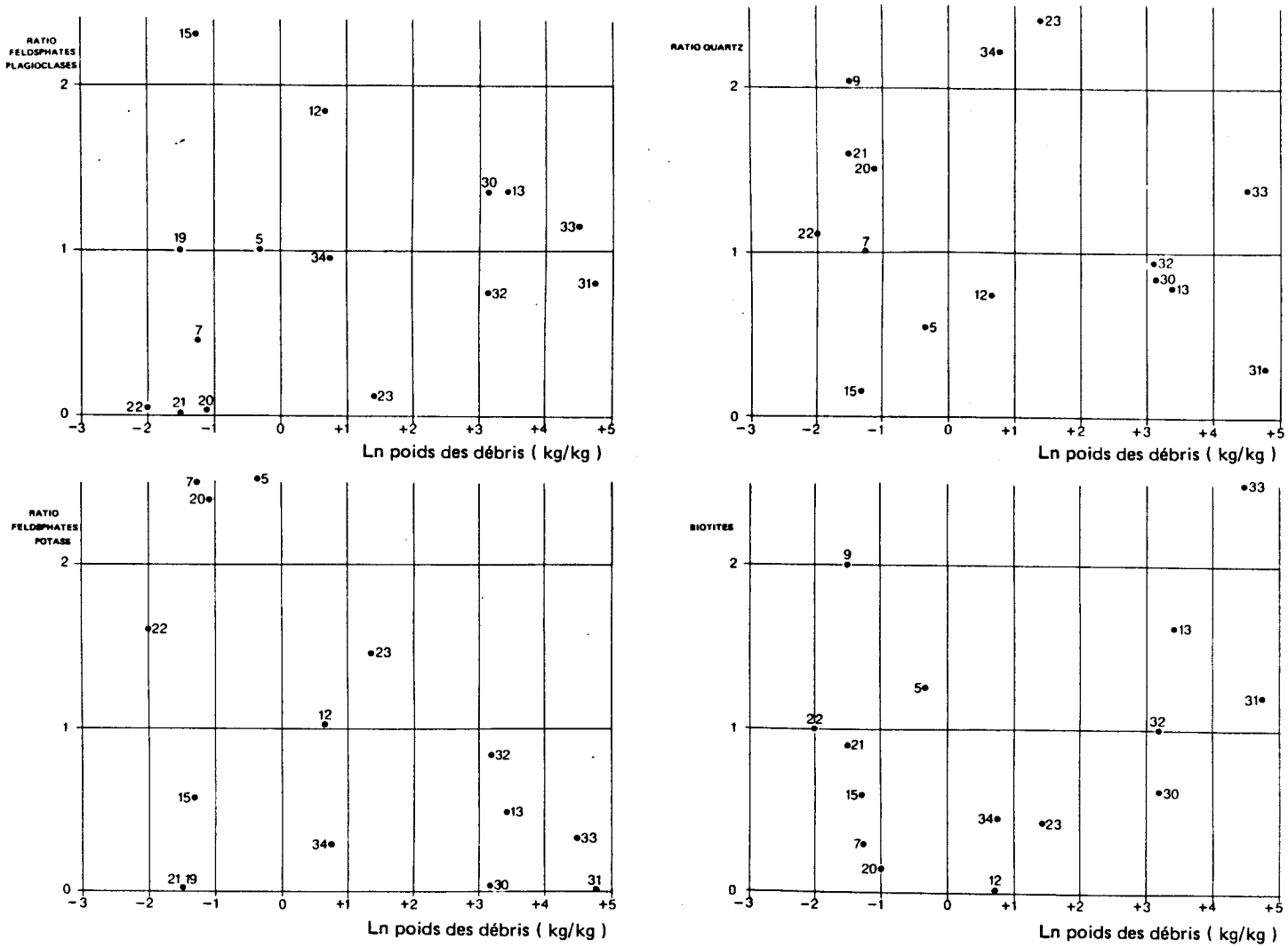


Fig. 10.9. RAPPORTS ENTRE LA MINERALOGIE ET LE POIDS DES SABLES OBTENUS

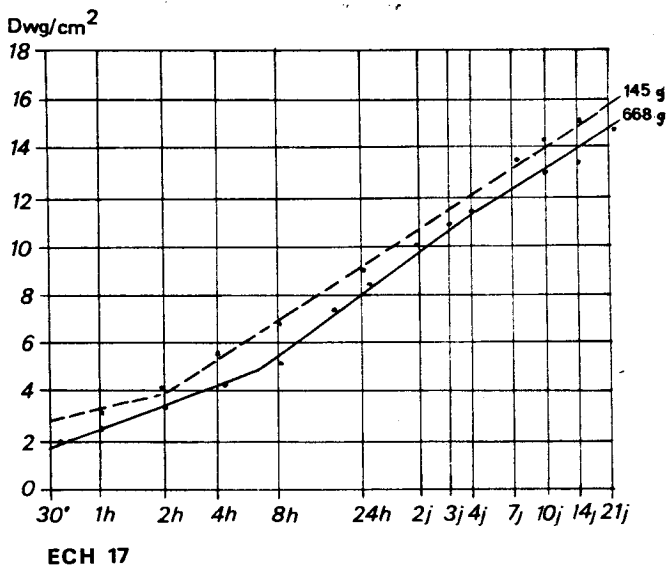


Fig. 10.10. INFLUENCE DU POIDS DU BLOC SUR L'ASCENSION CAPILLAIRE

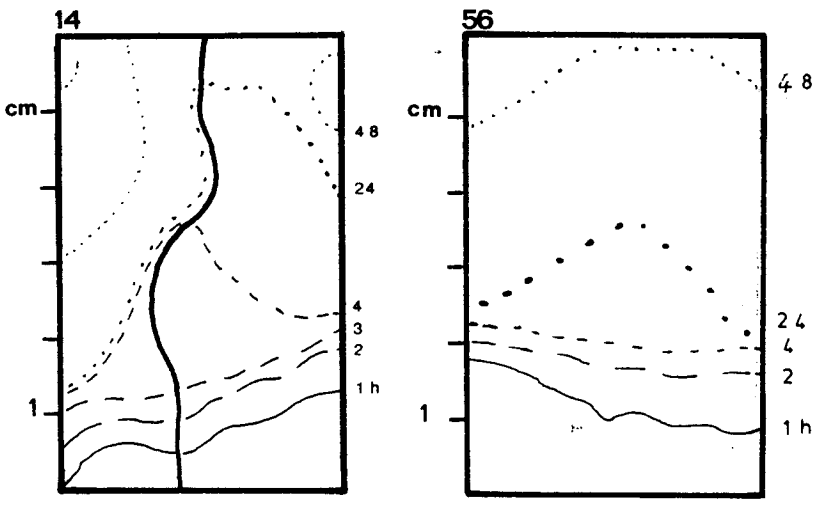


Fig. 10.11. OBSERVATION DE L'ASCENSION CAPILLAIRE

* La première correspond au modèle le plus souvent défini pour les roches calcaires et observé par DURAND (1975) pour les granites: les échantillons 23,33,53,20,21,13,32,17,19 appartiennent à ce type. L'ascension, rapide au début, se ralentit très fortement au-delà du knick point. Le premier segment, rectiligne, passe à l'origine ou à sa proximité immédiate.

* La deuxième famille comprend des échantillons (16 et 22) pour lesquels aucun knick point n'est déterminable; la droite de régression s'ajuste à tous les points expérimentaux avec un coefficient de corrélation supérieur à 98,5%. La montée de l'eau sur les parois n'est pas visible, et même avec l'aide d'un rodoïd à la face supérieure du bloc, il n'est pas possible de déterminer le moment où le bloc est imbibé en totalité.

* La troisième famille présente une courbe en trois segments: la pente faible au début, s'accélère après un laps de temps variable jusqu'au knick point où elle se ralentit et devient rectiligne. Dans la plupart des cas, un ajustment des points par trois droites est possible. Cette situation traduit le fait que le bloc n'absorbe une quantité d'eau significative qu'après un temps de réponse plus ou moins long, de l'ordre d'une fraction d'heure le plus souvent, parfois davantage. Il n'y a pas de relation entre ce temps de réponse et le poids d'eau absorbé en fin d'essai.

La signification de ce temps de réponse est peu claire. Un colmatage partiel des faces inférieures des blocs lors du sciage, une mauvaise "mouillabilité" de l'eau peuvent en être la cause. Un brossage et un lavage soigneux, l'utilisation d'une eau distillée ne comportant pas d'impuretés qui modifient très sensiblement le coefficient de tension superficielle de l'eau doivent permettre d'écarter ces causes. L'étroitesse du réseau fissural et la mauvaise perméabilité à l'air de l'échantillon pourrait être une autre explication que les données de la porosimétrie et de la perméabilité devraient pouvoir confirmer.

La comparaison des paramètres des courbes peut être menée en utilisant le coefficient k de FAGERLUND (1976). Ce paramètre est la pente de la droite au-delà du knick point. Une forte valeur de k traduit un bon remplissage des pores; en deçà du knick point, les travaux de BOUSQUIE et de FAGERLUND ont montré que les pores contenaient assez d'air pour empêcher tout gel d'être efficace.

Les valeurs de k pour les échantillons testés sont donnés (Tab. 10.5). La moyenne des valeurs est de 0,0249 et l'écart-type de 0,019. Toutes les valeurs sauf quatre sont comprises dans une "fourchette" étroite se traduisant par des pentes presque parallèles. **L'utilisation de ce paramètre est donc peu discriminant**

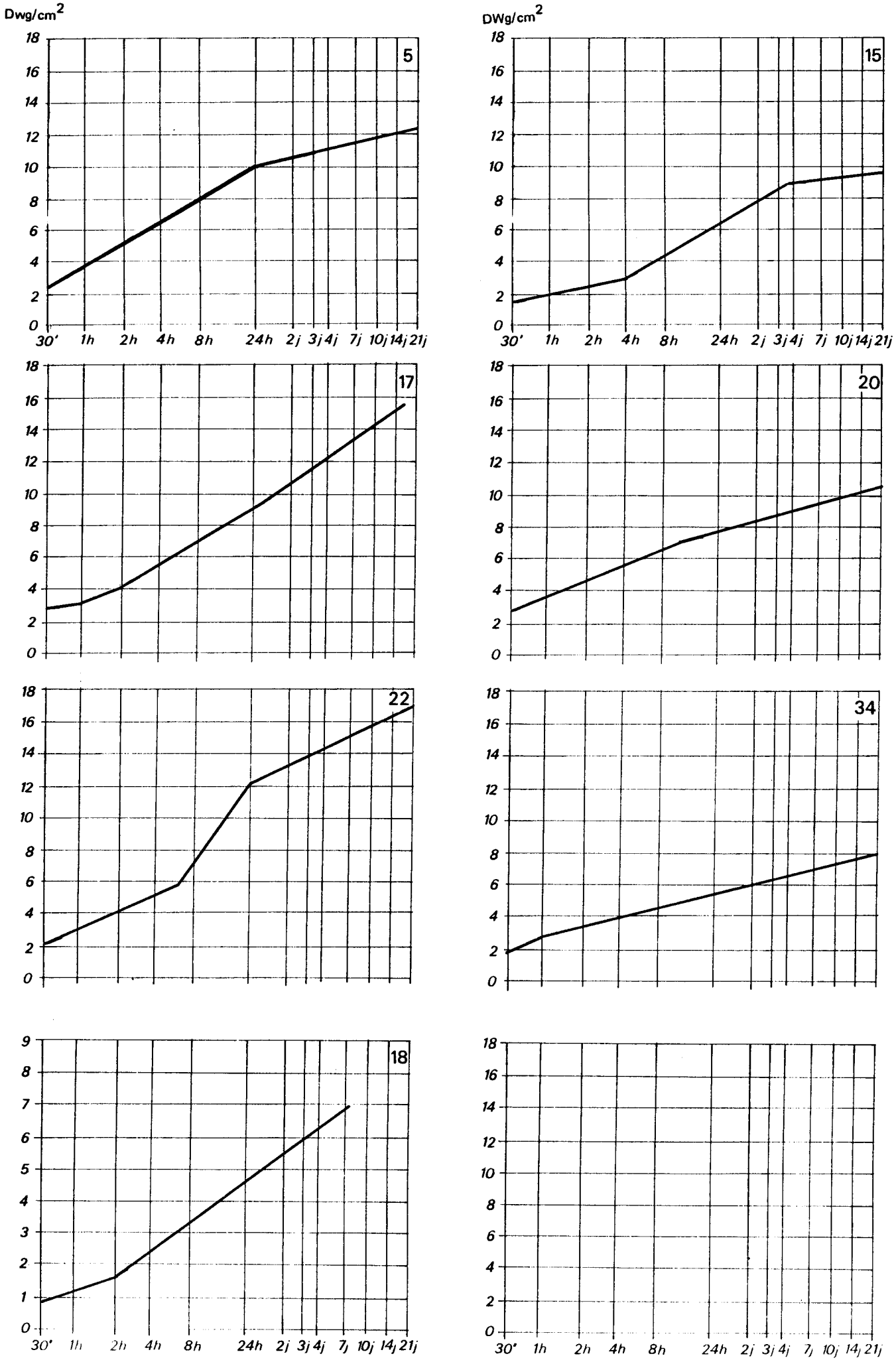
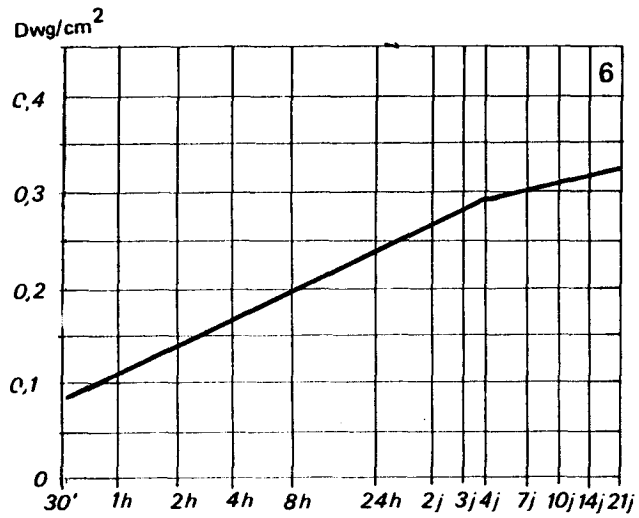
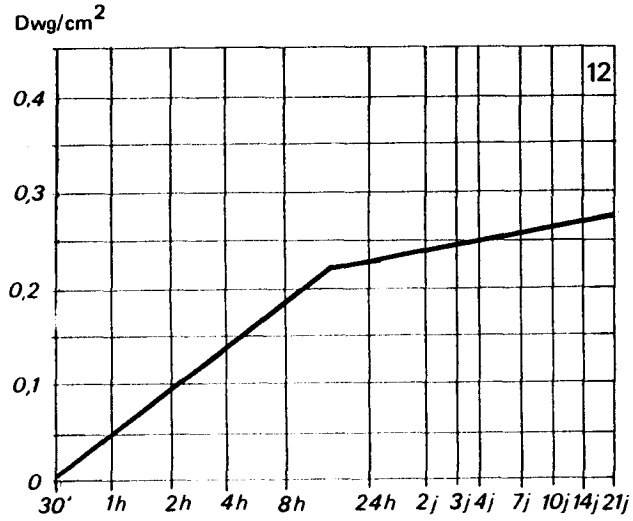
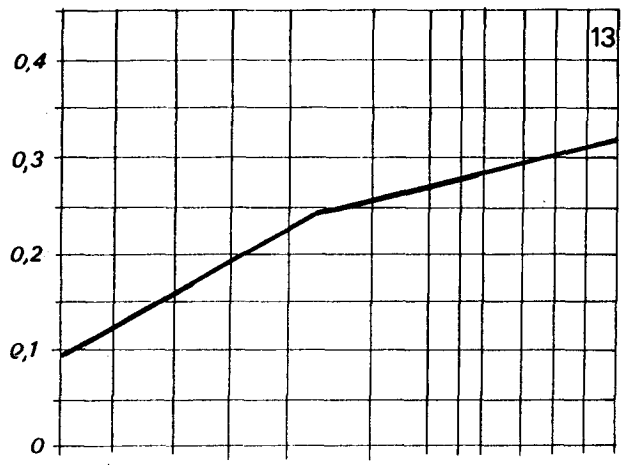
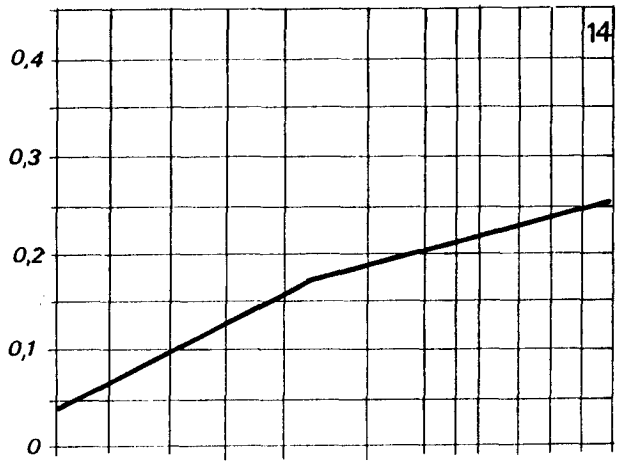


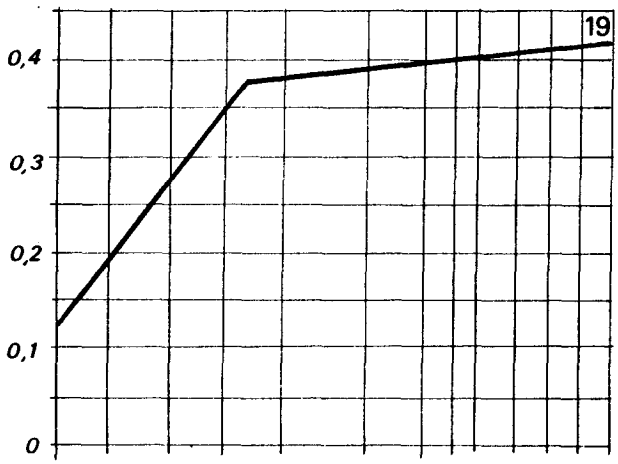
Fig. 10.12. COURBES D'ASCENSION CAPILLAIRE

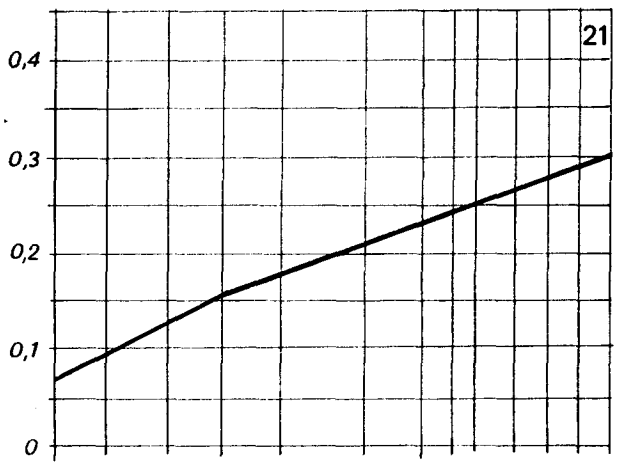

Dwg/cm2
6
0,4
0,3
0,2
0,1
0
30'
1h
2h
4h
8h
24h
2j
3j
4j
7j
10j
14j
21j

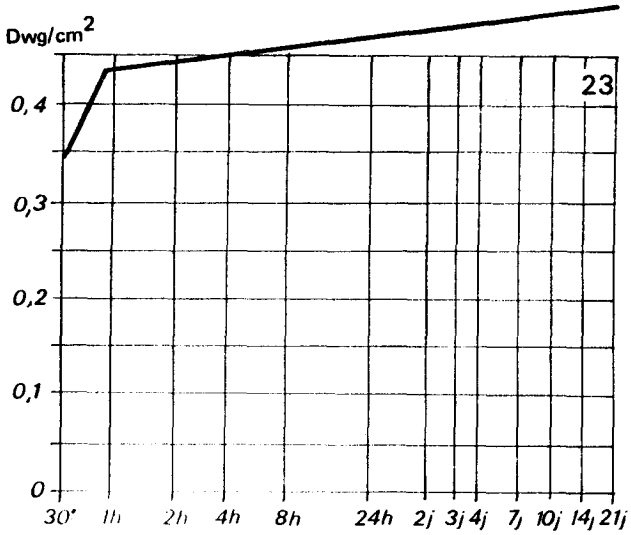

Dwg/cm2
12
0,4
0,3
0,2
0,1
0
30'
1h
2h
4h
8h
24h
2j
3j
4j
7j
10j
14j
21j

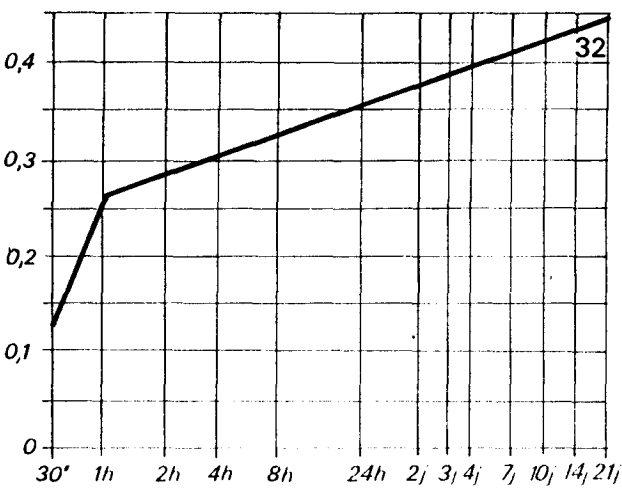

13
0,4
0,3
0,2
0,1
0


14
0,4
0,3
0,2
0,1
0


19
0,4
0,3
0,2
0,1
0


21
0,4
0,3
0,2
0,1
0


Dwg/cm2
23
0,4
0,3
0,2
0,1
0
30'
1h
2h
4h
8h
24h
2j
3j
4j
7j
10j
14j
21j


32
0,4
0,3
0,2
0,1
0
30'
1h
2h
4h
8h
24h
2j
3j
4j
7j
10j
14j
21j

ECHANTILLON	S_{cr}	k	N_p eau
5	0,619	0,076	2,1%
6	0,791	0,076	5,4
7	-		
12	0,796	0,056	3,74
13	0,819	0,082	4,52
14	0,347	0,111	4,28
14 ++	0,549		1,47
15	0,451	0,133	1,86
16	-		1,1
17	-	0,1388	2,41
18	-	-	1,3
19	0,912	0,0133	2,43
20	0,521	0,0697	1,98
21	0,750	0,0503	
22	0,579	0,1191	2,1
23	0,834	0,01190	9,40
30	0,868	0,0594	4,39
32	0,731	0,0583	4,62
33	0,801	0,0317	7,14
34	0,473	0,03584	1,50
17 ++	-		
19 ++	0,747		2,55
20 ++	0,468		
21 ++	0,861		3,62
22 ++	0,783		1,92

- Knick point non déterminable

++ Après 400 cycles de gel .

Tab.10.5. PARAMETRES S_{cr}, k, N_p DES ECHANTILLONS TESTES

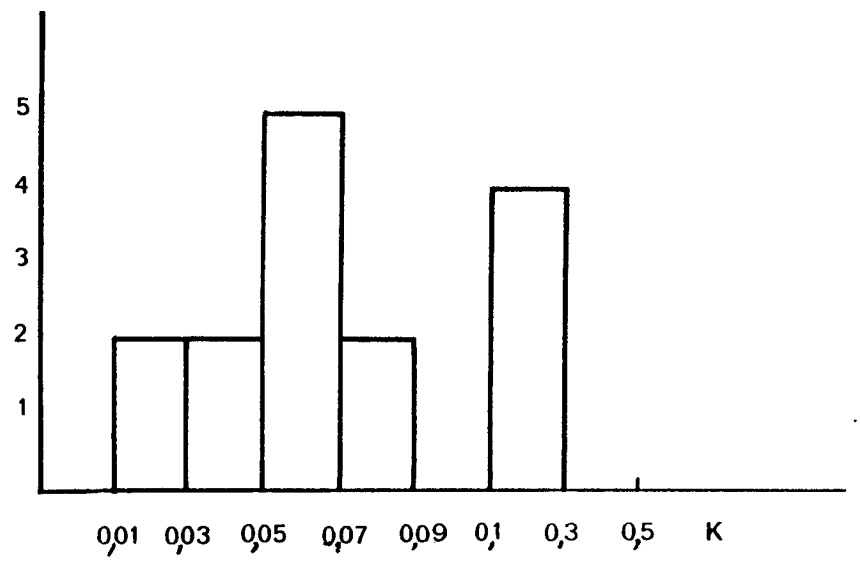


Fig. 10.13. HISTOGRAMME DES VALEURS DU PARAMETRE k

pour l'établissement d'une échelle de gélivité.

2.2. LA POROSITE

La porosité se définit comme le volume des vides rapporté au volume de l'échantillon.

Deux mesures ont été effectuées: la porosité à l'eau et la porosité par injection de mercure.

2.2.1. La porosité à l'eau.

La porosité à l'eau a été réalisée par immersion dans l'eau sous vide, selon le protocole défini à Caen.

Les résultats figurent dans le tableau n° 10.5.

Elles s'échelonnent de 9,4% pour l'échantillon le plus poreux à 1,3 pour le moins poreux. L'accroissement de la porosité est rapide pour les échantillons altérés. Avec une porosité de 5,46% l'échantillon 6 est un individu altéré du faciès 5 dont la porosité est de 2,1% seulement. Les deux échantillons de granite de Chalmazel ont respectivement 4,62 et 7,14% de porosité selon l'état d'altération. Les échantillons de la couverture métamorphique du Pilat ont une porosité qui varie dans des limites plus étroites: les valeurs s'étagent entre 1,3 et 3,24%. Dans cette gamme, les anatexites claires de base occupent une position médiane (2,43 et 2,52).

Par ordre croissant de porosité, on trouve les granites porphyroïdes de Tournon, les gneiss leptyniques, le granite porphyroïde du Forez, les anatexites claires de la série du Pilat, les granites à biotite, les micaschistes.

2.2.2. La porosité au mercure: les protocoles.

La porosité au mercure a été systématiquement mesurée grâce à l'utilisation d'un porosimètre automatique Carlo-Erba 1500 permettant d'atteindre des pores jusqu'à 50 °A.

Les protocoles de mesure ont été définis en s'inspirant de ceux de l'Ecole des Mines de Paris exposés par F.M. PELLERIN (1981) et utilisés par DURAND (1978).

Le détail de ces protocoles a fait l'objet d'un rapport interne partiellement publié; (B.ETLICHER et R.PETIOT, 1983). L'appareil permet la mesure des macropores entre 75 000 et 624 000 A, et la microporosité jusqu'à 50 A. Au delà de cette limite, sa connaissance est sans intérêt pour le but recherché sauf pour quelques échantillons à pores très fins. Contrairement à la porosité à l'eau, la mesure porte sur des échantillons de petite taille et ne peut être répétée. Pour limiter les risques dus aux problèmes d'échantillonnage, les procédures suivantes ont été retenues: les carottes ont toujours été taillées dans le bloc soumis au gel; leur volume est de 4000 mm3; plusieurs carottes sont sytématiquement taillées et la moyenne des mesures est retenue. La comparaison avec la porosité à l'eau effectuée sur des blocs de plus grande taille permet de contrôler la validité de l'échantillonnage.

L'intérêt essentiel de la porosimétrie au mercure est d'établir la courbe granulométrique des pores et de connaitre la valeur de la porosité pour chaque rayon de pore. Les résultats sont établis après un calcul éliminant l'influence de la compressibilité du mercure, la température, la déformation de l'échantillon...

Les résultats sont exprimés sous forme d'une courbe cumulative semi-logarithmique. Des contraintes techniques dues à l'appareillage utilisé pour les mesures effectuées avant juin 1982 n'ont pas permis d'établir cette courbe pour les échantillons à porosité inférieure à 1% (éch. 16).

2.2.3. Les résultats de la porosité au mercure.

Les résultats de la porosité au mercure peuvent être sensiblement différents de la porosité à l'eau. Cette remarque rejoint celle de DURAND (1978). Cette corrélation est donnée par la figure n°10.14.

Les courbes cumulatives sont représentées sur la figure n°10.15.

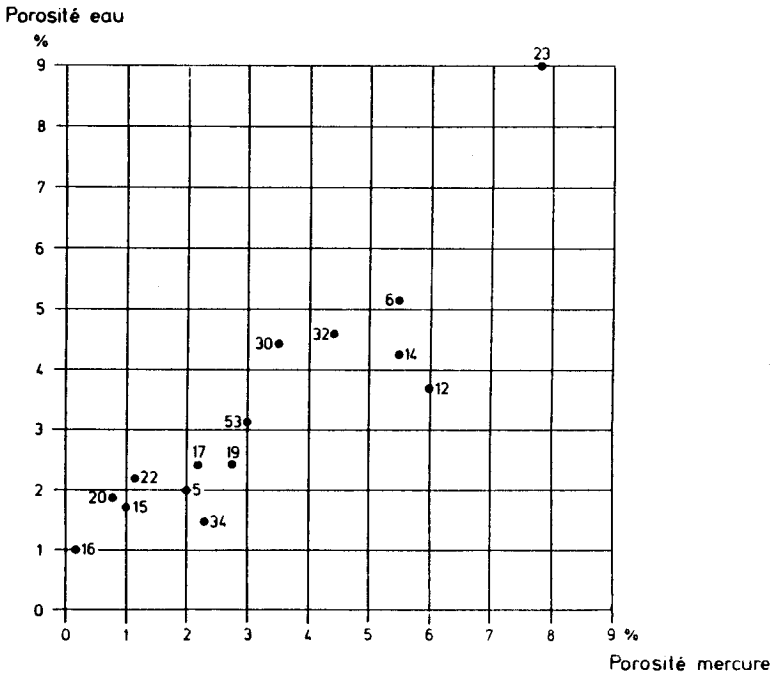


Fig. 10.14. CORRELATION ENTRE LA POROSITE A L'EAU ET AU MERCURE

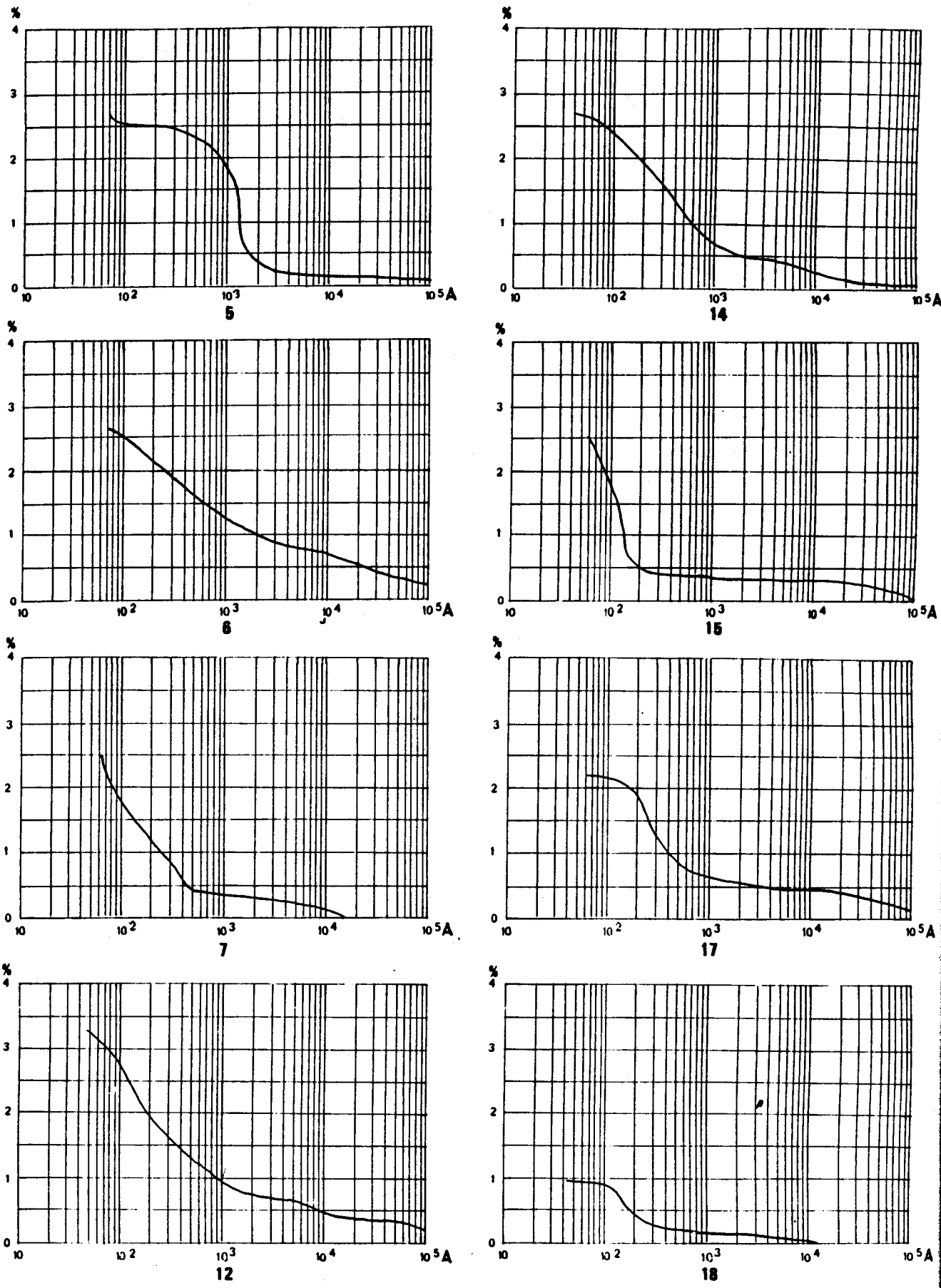
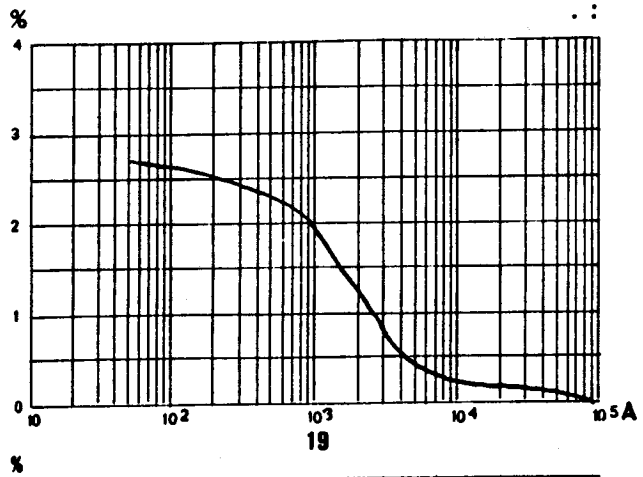
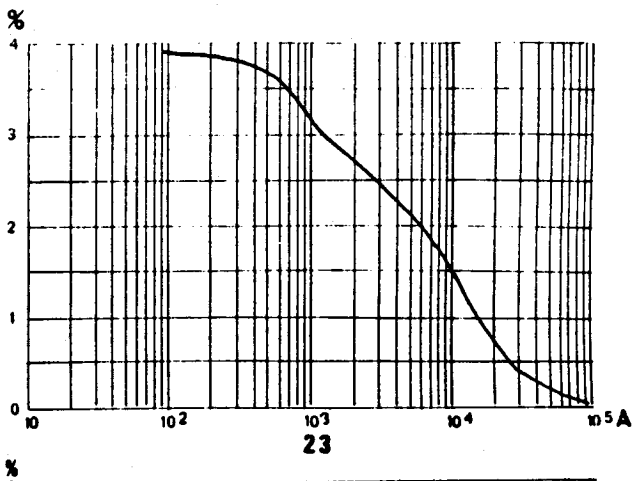


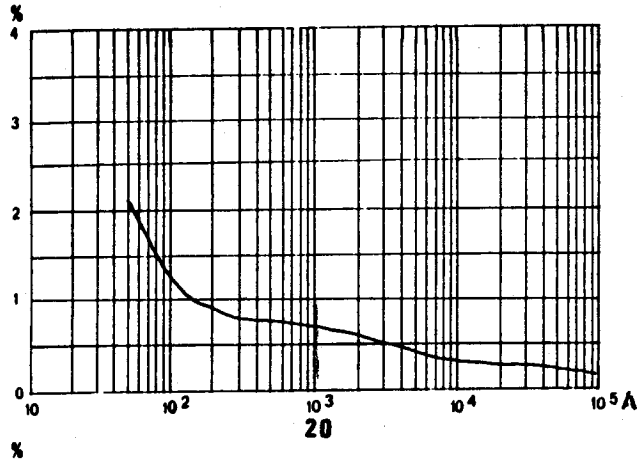
Fig. 10.15. COURBES DE POROSIMETRIE AU MERCURE



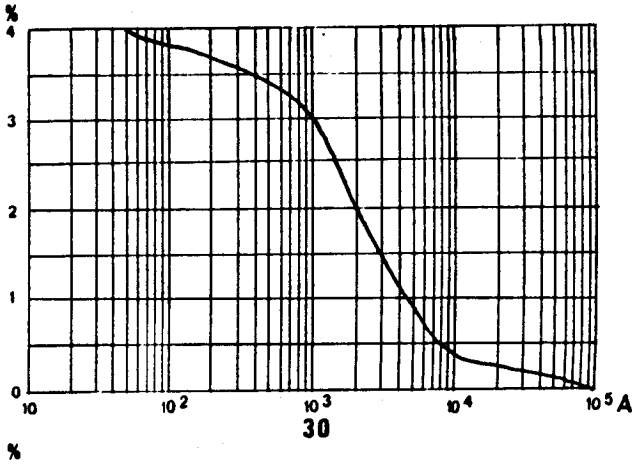
19



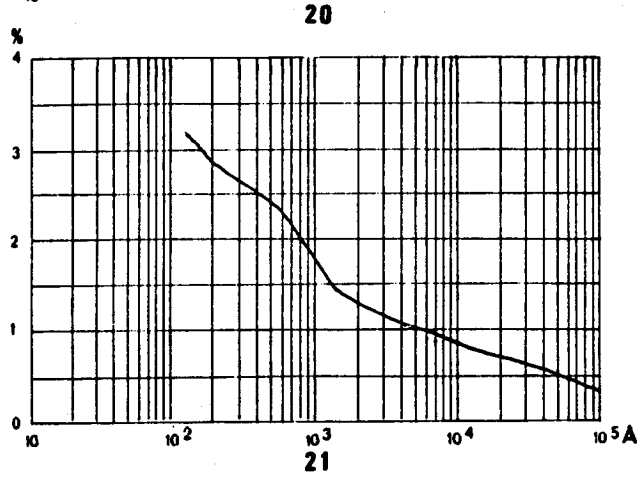
23



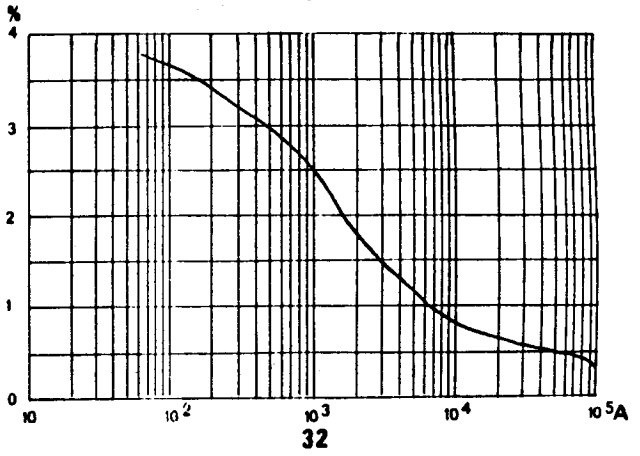
20



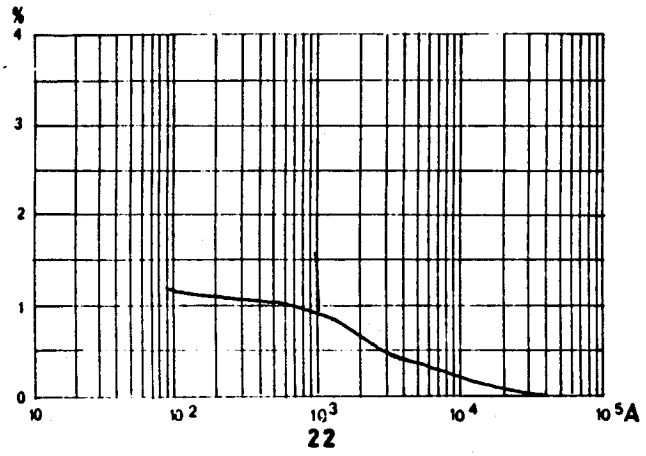
30



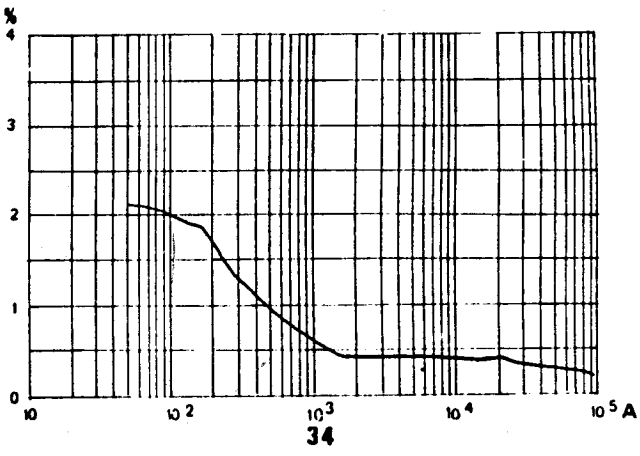
21



32



22



34

L'examen des courbes cumulatives montre qu'elles peuvent être regroupées en trois familles distinctes d'après leur forme.

* Dans la première, les courbes ont un faciès plus ou moins logarithmique, rectiligne dans la partie centrale entre 100 et 100 000Å. Ces courbes correspondent à des échantillons à forte porosité totale. (5 à 8%) L'échantillon 23 est représentatif de ce type.

* La deuxième famille présente une allure bi-modale. Les deux modes se situent l'un dans la macro-porosité, l'autre dans la micro-porosité, pour des tailles moyennes de pores entre 1000 et 5000 Å. L'échantillon 32 est représentatif mais toutes les formes de transition existent avec le type précédent (ech.6)

* La troisième famille est celle d'échantillons à faible porosité, moins de 3% à 1500 bars. L'essentiel de la porosité est accessible par des pores de rayon inférieur à 1000 Å, ce qui se traduit par une courbe fortement concave. Une partie de la courbe, à faible pente, s'étire de la limite supérieure de la micro-porosité à 1000Å ; l'autre partie se redresse vigoureusement jusqu'à 100 ou même 50 Å. L'échantillon 15 ou 17 peut être caractéristique de cette famille. Dans certains cas, la forme de la courbe suggère l'existence d'une infraporosité, inférieure à 50 Å accessible pour des préssions supérieures à 1500 MPa (éch. 7,6,20,21) hypothèse qui a été vérifiée jusqu'à 1600 MPa pour l'échantillon 20.

L'étude des caractéristiques poosimétriques des échantillons a été menée selon deux méthodes distinctes.

* **La méthode statistique** a été utilisée pour l'établissement du tableau n°10.6. A partir de la courbe, ont été calculées les médiane, moyenne et écart-type de la distribution des pores. Les coefficients d'asymétrie et d'angulosité ont été également calculés. Les tableaux font nettement ressortir l'hétérogénéité des résultats.

Les valeurs extrêmes sont 12589 et 630 Å pour la moyenne du rayon d'entrée de pores. La dispersion des valeurs est forte à l'intérieur de chacun des types pétrographiques. Les valeurs les plus faibles sont obtenues pour les échantillons du Pilat, les valeurs des granites porphyroïdes sont bien groupées vers 10 000Å.

L'étalement porométrique mesuré par l'écart-type varie dans des proportions plus réduites: les valeurs s'étendent de 0,7 à 1,6. Aucune logique n'apparaît pour expliquer ces valeurs.

Cette methode statistique de traitement des résultats couramment utilisée dans les industries de la céramique, (T. FONTAINE, MURESAN, 1979) se révèle **impuissante à isoler des familles de comportement dans les roches grenues.** Cette impuissance s'explique par le fait que les distributions de rayons de pores dans les roches granitoïdes ne s'apparentent pas à des distributions normales et qu'**il existe toujours deux porosités distinctes, des macro-fissures et des micro-fissures.**

Dans ces conditions, il faut préférer **la méthode analytique** à la méthode statistique. Les graphes montrent toujours deux tronçonsséparés par un point d'inflexion plus ou moins marqué. Dans le cas de la première famille, ce point n'apparaît pas. La méthode préconisée par DURAND (1978) consistant à calculer

ECHANTILLON	POROSITE (N_p)	$\bar{r}$ Å	$\bar{N}$
5	1,99	17 883	- 2,39
6	5,1	1 175	- 0,17
7	2,4	627	+ 1,16
12	5,05	1 029	- 0,494
13	-	-	-
14	5,36	776	+ 0,011
15	1,07	157	- 2,14
16	0,5	+	+
17	2,2	1 766	- 0,539
18	0,55	183	- 1,71
19	2,7	779	- 0,078
20	0,719	1 781	- 1
21	3,4	4 640	- 0,391
22	1,1	2 627	- 0,164
23	7,7	8 649	+ 0,38
30	3,7	1 276	- 0,001
31	-	-	-
32	4,75	8 834	+ 0,27
33	-	-	-
34	2,23	741	- 0,596

- L'échantillon n'a pu être carotté: la mesure n'a pas été faite.
+ Porosité très faible: la précision de l'appareillage utilisé est insuffisante pour l'établissement d'une courbe significative. (en 1979).

$\bar{N}$ est calculé selon la méthode A. RIVIERE (1977) dans l'intervalle 100- 100 000 Å.

Tab.10.6. POROSITE AU MERCURE, RAYON MEDIAN DE PORE ET INDICE N DES ECHANTILLONS TESTES

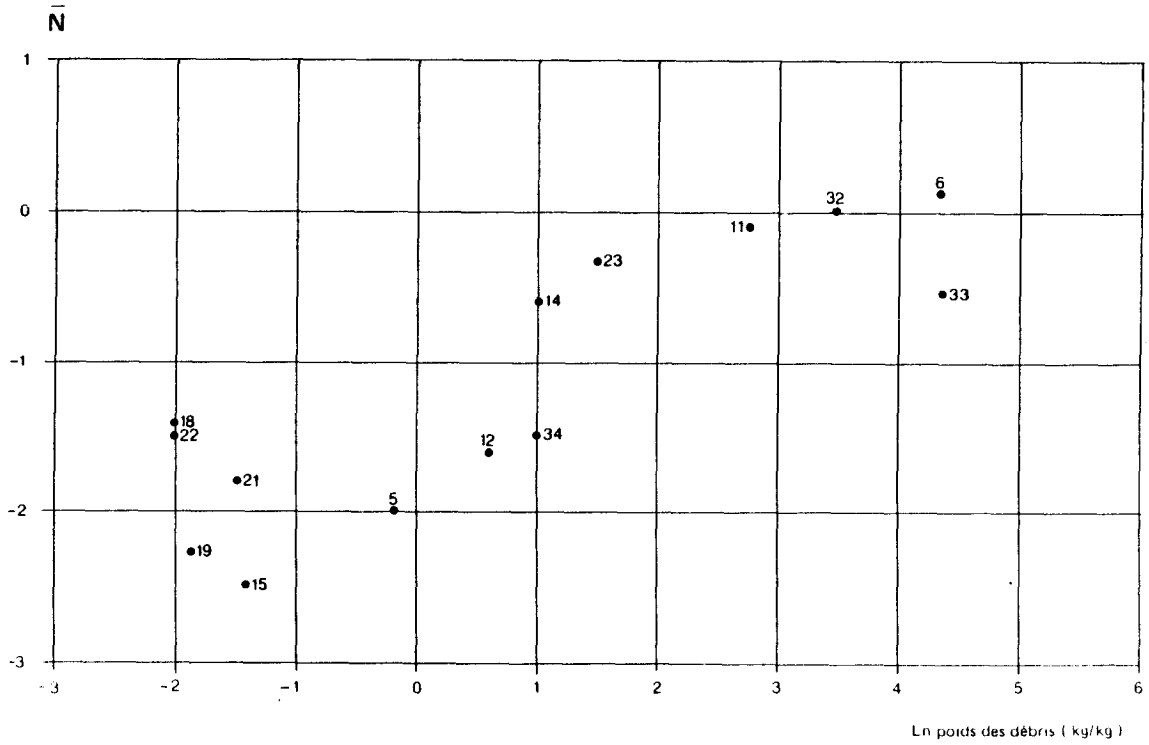


Fig. 10.16. CORRELATION ENTRE L'INDICE N ET LE POIDS DEBRIS OBTENUS

l'abscisse du point d'inflexion et les pentes des deux demi-droites de part et d'autre de ce point n'est pas toujours applicable. D'autre part la position du point d'inflexion est souvent subjective.

Ces difficultés ont amené à envisager l'application d'une nouvelle méthode qui a fait ses preuves dans l'analyse des courbes granulométriques de sédiments. Elle consiste, par une transformation de coordonnées, à obtenir une courbe cannonique dont la courbure N (A. RIVIERE,1977) est un paramètre descriptif puissant. Cette méthode suppose l'élimination des limites extrêmes de la courbe dont la signification n'est pas fondamentale et la précision illusoire.

Le calcul a été effectué par la méthode différentielle préconisée par A.RIVIERE,1977. Dans cette méthode, dans l'intervalle entre deux points expérimentaux la courbe est assimilée à sa corde d'équation :

$y=ax^N+b$

La valeur de N est la moyenne glissante de deux valeurs consécutives de Nm dont la valeur approchée est:

$$N_m \equiv \left(\frac{y_{i+2} - y_{i+1}}{X_{i+2} - X_{i+1}} \quad \frac{y_{i+1} - y_i}{X_{i+1} - X_i} \right) \frac{2 \lg e}{y_{i+2} - y_i}$$

où y , y +1, y +2 sont les ordonnées respectives de trois points expérimentaux successifs et X , X et X leurs abscisses réduites.

Le calcul de N valeur moyenne de $\bar{N}$ sur l'ensemble de la courbe peut être retenue comme paramètre de forme de cette courbe. Le calcul se fait comme suit:

$$\bar{N} = \frac{1}{X_{100} - X_0} \quad (X_{i+1} - X_i) \; N\,(i,i+1)$$

L'examen des valeurs de $\bar{N}$ données dans le tableau n°10.6 montre que, pour les courbes de la première famille, les valeurs de N, positives ou négatives s'écartent peu de 0 et sont comprises entre -0,5 et +0,5.(Ech.23,13...)

Pour la deuxième famille, les valeurs de N sont dispersées: au droit du point d'inflexion, N dépasse -1 ; les valeurs de N sont positives aux extrêmités de la courbe. La moyenne N sur l'ensemble de la courbe est de -0,5 à - 1,5.

Dans le cas de la troisième famille, les valeurs de N sont toujours négatives, N atteignant des valeurs de -2 à -3.

A la lecture des résultats, une bonne corrélation se manifeste entre la valeur de N et le logarithme de la production de débris. Les points s'alignent grossièrement sur une diagonale. Le calcul de la droite de régression donne une équation de la forme:

$y=0,329x-1,227$

La dispersion des points est plus grande vers les faibles valeurs de N et de poids.

Deux causes peuvent être invoquées:

* la moindre précision de la mesure de porosité pour ces échantillons: en particulier, la valeur de $\bar{N}$ est inférieure à ce qu'elle aurait été si la courbe avait pu être prolongée au-delà de 50 A pour les échantillons 7 et 20.

* Du coté des macro-pores, l'imprécision des pesées de poids de débris dans le cas où leur quantité est faible et où il s'agit de fines pour l'essentiel.

La conclusion de cette étude de la porosité des échantillons montre que ***sa répartition suivant la taille du rayon d'entrée de pore est un élément décisif d'explication dans la compréhension des phénomènes de gélivation des granitoïdes.*** *Ce paramètre est le plus utile, même s'il n'est pas à lui seul suffisant; des points d'ombre susbsistent notamment sur le rôle de la forme des pores et leur interconnexion que la méthode ne semble pas, dans un avenir immédiat, permettre d'éclairer. On retiendra donc* ***la bonne corrélation de l'indice granulométrique des pores $\bar{N}$ avec la quantité de débris produite qui doit permettre de retenir cet outil pour les études ultérieures .***

3.VERS UN INDICE DE GELIVITE APPLICABLE AUX ROCHES GRANITOÏDES

Les grandes lignes des modalités d'action du gel sont bien connues mais des incertitudes demeurent quant aux modalités concrètes d'action de ces phénomènes. Pour cette raison, il n'est pas possible de préconiser un indice unique qui permettre de définir la sensibilité au gel d'une roche. De tels indices sont utilisés en routine dans les industries de la céramique, du béton et du verre. Sans en faire une étude exhaustive, le but des pages qui suivent est de sélectionner celui qui s'accorde le mieux avec les observations de l'expérimentation.

3.1. LE COEFFICIENT D'ABSORPTION.

Le coefficient d'absorption ou teneur en eau à l'équilibre est indépendant de la porosité et se définit:

$$H = \frac{\text{teneur en eau}}{V \text{ des vides}}$$

Ce coefficient dit d'Hirschwald se mesure au knick point de la courbe d'ascension capillaire. C'est l'ordonnée au knick point des figures n° 10.12. Le volume des vides est assimilé à la porosité. Cet indice simple a été calculé pour tous les

échantillons (Tabl. 10.7)

La validité de cet indice repose sur l'observation qu'au delà du knick point, la prise de poids est très lente et que dans les conditions naturelles, il est difficile d'obtenir une saturation plus complète. (Cas des pierres de monument, des bétons...) Une imbibition plus importante ne peut survenir que dans des conditions spéciales, (piles de pont par exemple...) ou si le bloc est enterré imbibé par une nappe même superficielle. L'utilisation d'un indice conçu pour les matériaux de construction comporte donc des limites.

Dans le cas de l'essai, il a semblé intéressant de remplacer le coefficient H par le coefficient d'absorption à 12 heures, durée de la recharge en eau lors du dégel. Les résultats sont donnés figure 10.18.

Les graphes (10.17 et 10.18) tentent de montrer les corrélations entre le poids de débris obtenus et ces deux coefficients.

Il n'existe pas de corrélation étroite entre ces paramètres et le résultat de la gélivation.

Le coefficient H donne les meilleurs résultats: un étirement des points vers la droite est visible selon une courbe logarithmique. La dispersion reste importante autour de la droite de régression. Les échantillons de la couverture métamorphique se placent au-dessus de la courbe. D'autres ont un coefficient H trop faible pour leur tenue au gel. (14,10,34,15...)

L'utilisation de ce coefficient peut être utile en raison de sa simplicité, mais les fluctuations sont trop importantes pour en faire un indice de gélivité.

L' utilisation du coefficient d'absorption à 15 jours, durée maximum d'imprégnation en eau dans la mesure d'ascension capillaire ne donne pas de meilleure corrélation que les précedents. (Fig.10.19) La recherche d'un indice plus élaboré s'impose.

3.2. LE COEFFICIENT F DE FAGERLUND.

3.2.1.Les résultats.

La définition d'un indice de sensibilité au gel doit prendre en compte les conditions locales , momentanées de remplissage des pores en eau.

Dans le cadre de l'essai, ces conditions peuvent être estimées d'après la courbe d'ascension capillaire et le protocole de gel. G. FAGERLUND (1979)

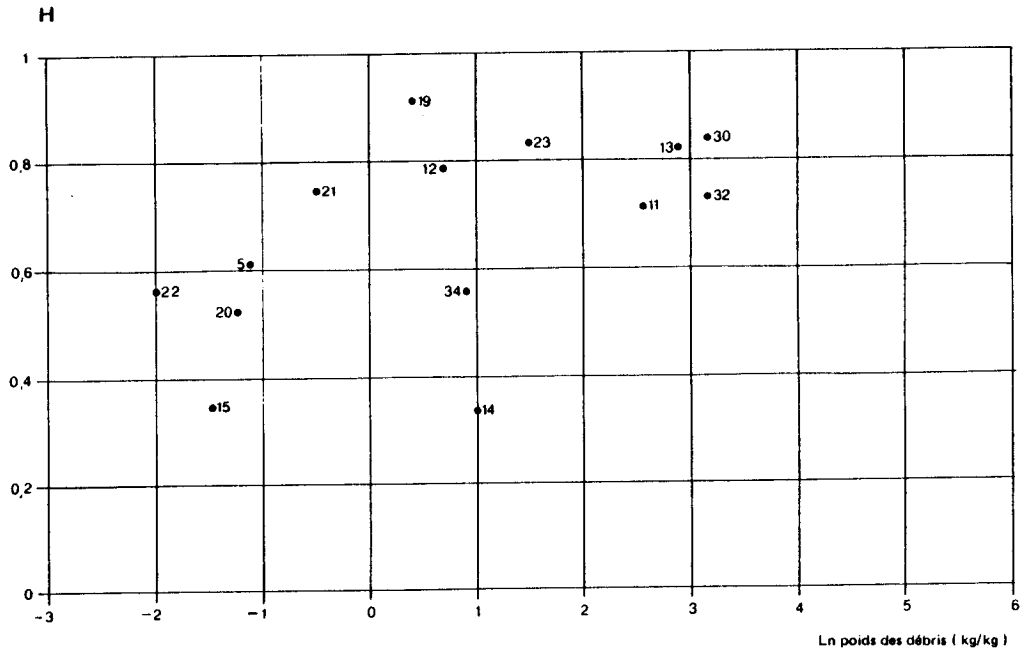


Fig. 10.17. CORRELATION ENTRE LE COEFFICIENT H ET LE POIDS DES DEBRIS OBTENUS

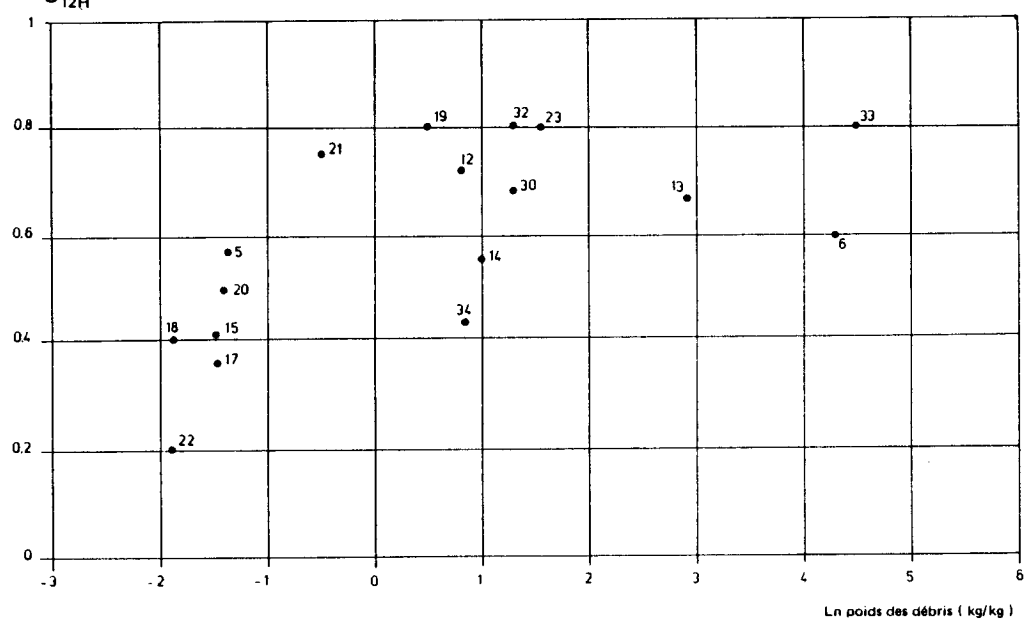


Fig. 10.18. CORRELATION ENTRE LE COEFFICIENT S12H ET LE POIDS DES DEBRIS OBTENUS

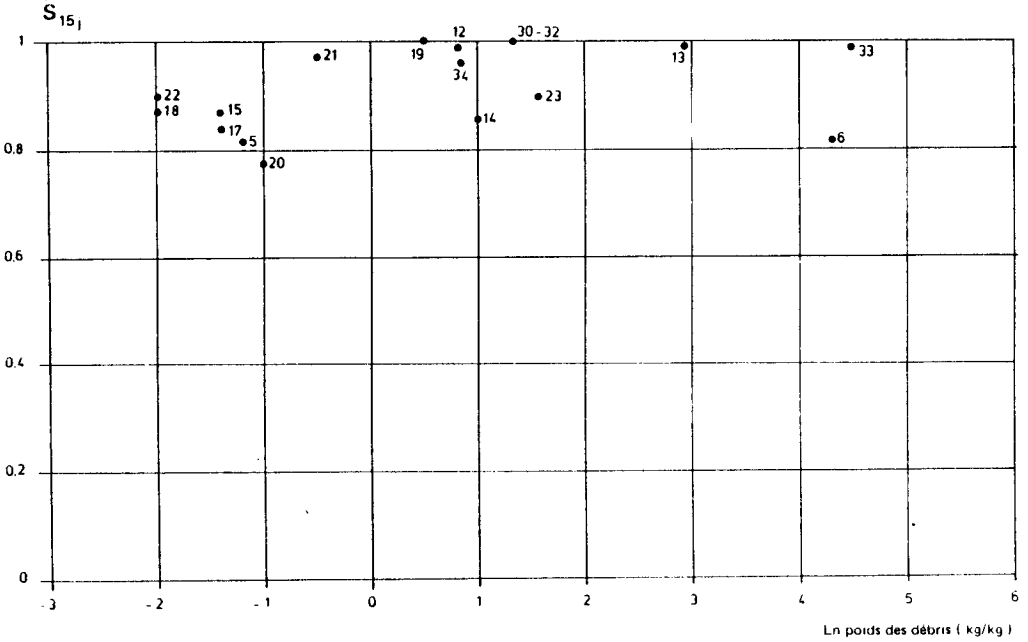


Fig.10.19. CORRELATION ENTRE LE COEFFICIENT S15j ET LE POIDS DES DEBRIS OBTENUS

définit un indice de résistance au gel par la formule:

$$F = S_{cr} - S_{act} \qquad (1)$$

où S_{cr} est la saturation critique, saturation au knick point de la courbe d'ascension capillaire: c'est le coefficient H.; S_{act} est la saturation réelle au moment du gel.

Dans les conditions de l'essai, la saturation réelle n'est pas connue avec précision: elle peut être estimée par la courbe de recharge en eau.

Lorsque la saturation réelle est supérieure à la saturation critique, l'équation (1) peut s'écrire:

$$F = F_1 - k \ln t \qquad (2)$$

Cet indice vise à mesurer la différence entre la saturation réelle et la saturation critique, c'est-à-dire le taux de remplissage en eau des pores.

Cet indice a été calculé de manière systématique pour tous les échantillons. Il suppose connu le temps d'immersion dans l'eau. Dans le cadre de l'essai, cette durée n'est pas précisément connue: elle est supérieure à 12 heures, durée de la recharge capillaire au dégel, à supposer que l'extrusion de glace et l'évaporation aient totalement déchargé le bloc en fin de période de gel. L'indice a été calculé en prenant un temps t de 12 heures d'après l'équation (1).

Les valeurs de F s'échelonnent entre - 0,217 et + 0,079.(Fig.10.20) Les valeurs négatives de F traduisent le fait que la saturation réelle est inférieure à la saturation d'équilibre; pour ces échantillons, le temps de recharge prévu peut n'être pas suffisant si le blocs se trouve en grande partie déchargé lors du dégel.

Il faut noter que les fortes valeurs négatives de F correspondent aux échantillons qui ont le mieux résisté au gel, 5,9,15,18,22 notamment.
Au delà du knick point, la valeur de F peut être calculée par l'équation (2). Le graphique n°10.22 donne, pour tous les échantillons dont le knick point est déterminable la position de la droite F1 - K ln t. Le calcul de F est donc instantané pour toutes les valeurs de t.

Afin de vérifier l'intérêt de cet indice, différents diagrammes ont été établis mettant en regard F et la production de débris.

Dans un premier diagramme, le calcul a été effectué avec t=12 heures, temps de recharge lors du dégel. (Fig.10.20) La corrélation apparaît assez nettement avec un étirement du nuage de points. Les valeurs de F les plus élevées sont celles des couvertures métamorphiques qui font un nuage distinct en haut à gauche. Le nuage des micaschistes est en-dessous de la droite de régression

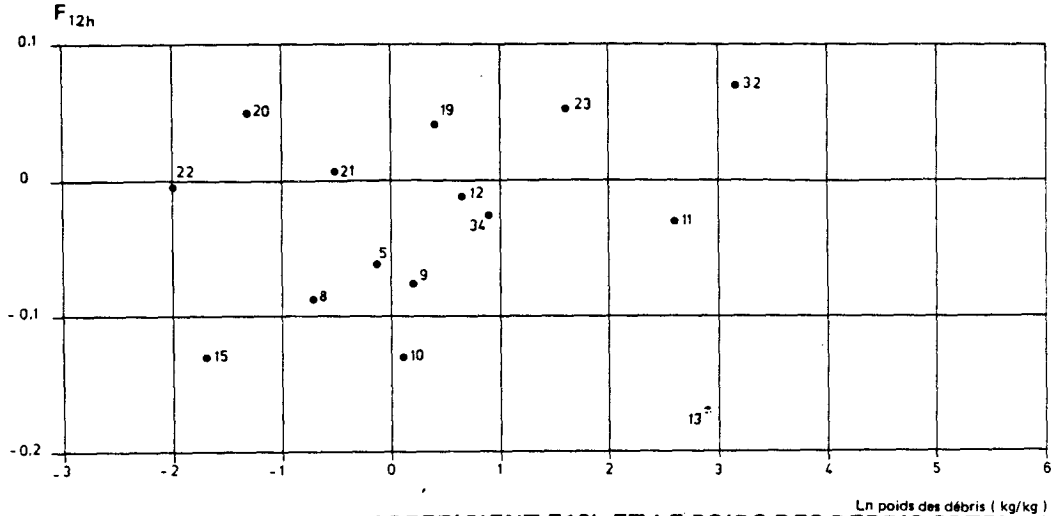


Fig. 10.20. CORRELATION ENTRE LE COEFFICIENT F12h ET LE POIDS DES DEBRIS OBTENUS

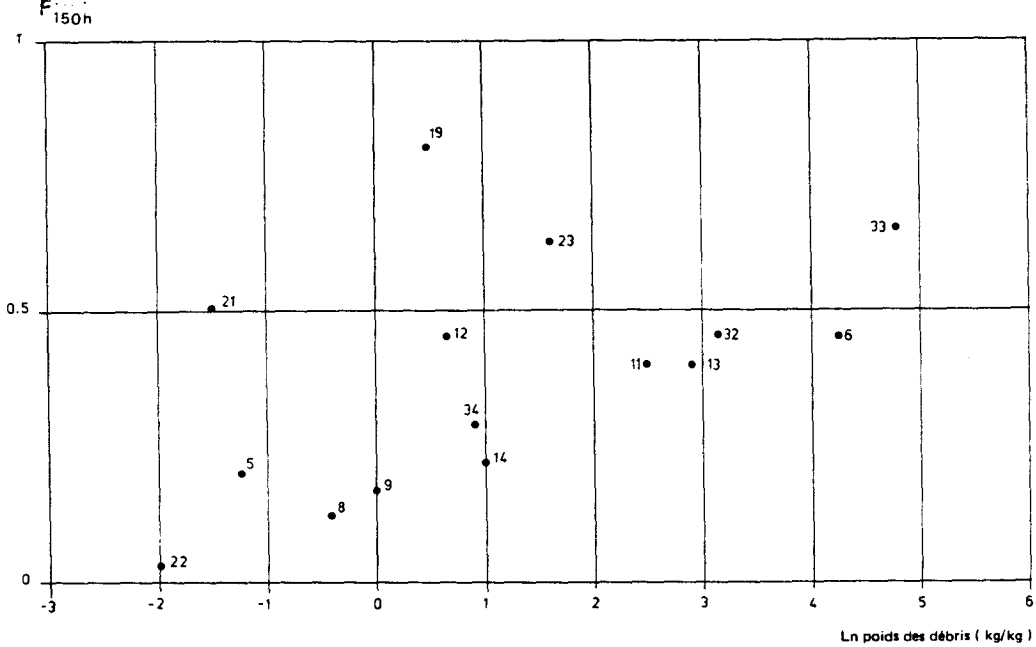


Fig. 10.21. CORRELATION ENTRE LE COEFFICIENT F150H ET LE POIDS DES DEBRIS OBTENUS

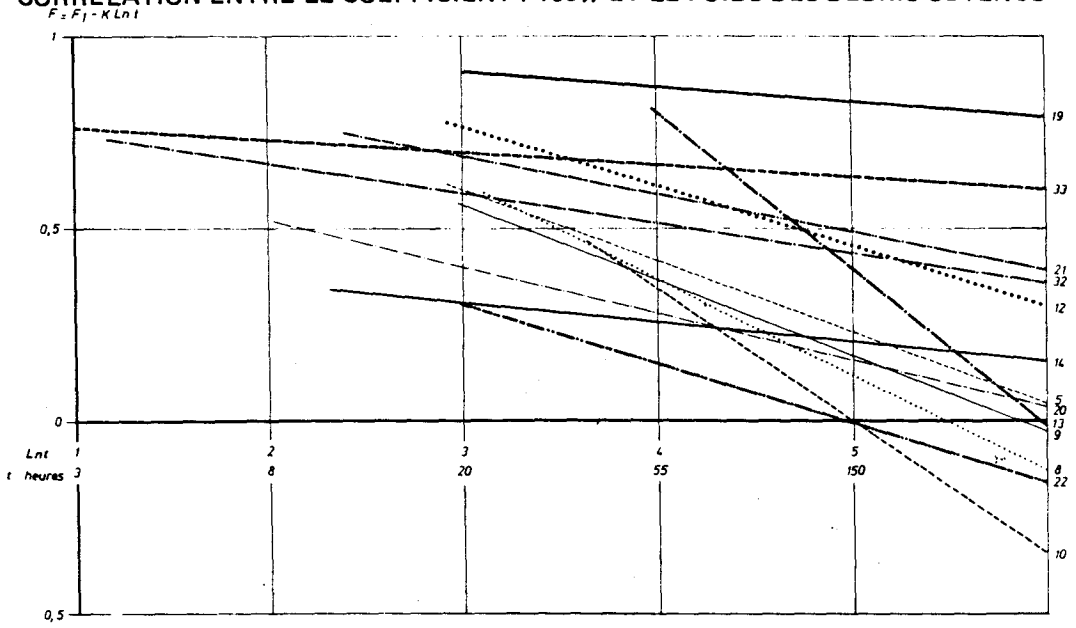


Fig. 10.22. ABAQUES DU CALCUL DE F

et beaucoup d'échantillons s'en écartent.

Le second diagramme (Fig.10.21) établi avec t= 150 heures donne une corrélation incomparablement meilleure. Le choix de cette valeur se justifie dans la mesure où elle correspond au temps entre deux recharges par immersion. A l'exception d'un petit nombre d'échantillons pour lesquels une incertitude pèse sur la valeur de F1 en raison de l'impossibilité de fixer la position du knick point, même par le calcul, à l'exception de l'échantillon 23 pour lequel une incertitude pèse sur le poids des débris -il s'effrite au moindre contact et le brossage effectué sur les autres échantillons n'a pu l'être sans le voir s'effondrer, ce qui l'aurait placé son image à côté du 33 et donc sur la courbe- à l'exception de l'échantillon 12 pour lequel les valeurs de porosité à l'eau et au mercure diffèrent trop sans aison apparente, les points s'alignent remarquablement selon une courbe ascendante.

Cette courbe est une exponentielle croissante: l'ajustement tenté donne l'équation suivante:

$$F = 0{,}1382 e^{0{,}364 \ln P}$$

où P désigne le poids des débris. Le coefficient de corrélation r est de 0,892 ce qui semble significatif compte tenu du nombre de mesures: p(t)>0,95.

3.2.2 Discussion des résultats.

La corrélation apparente de F et la production de débris mérite les remarques suivantes liées au mode de calcul de la saturation.

L'estimation de S_{act} par la mesure expérimentale n'est satisfaisante que dans la mesure où les pores sont uniformément répartis dans la roche; or les observations sur lames notamment, montrent qu'il n'en est rien. Plus précis serait le calcul de S si un modèle satisfaisant de la géométrie du milieu poreux pouvait être établi: dans le cas où un modèle sphérique est admis, on peut poser:

$$S = 1 - \frac{1}{\left(1 + \frac{D_{cr}}{2}\right) \alpha P (1-k)}$$

où α = surface spécifique interne des pores remplis d'air; D_{cr} distance critique; P = porosité ouverte ; K = fraction d'eau non gelée.

S dépend donc de la forme des pores puisque la surface interne peut être différente à volume égal selon le modèle géométrique retenu. La distance critique est la distance minimale qui n'est pas détruite entre deux pores saturés en eau lors du gel. Une répartition inégale de la distance entre les pores peut permettre le franchissement de ce seuil en un point du bloc sans qu' il soit atteint ailleurs, la saturation restant égale. La mauvaise corrélation entre F et S pour certains échantillons peut traduire une hétérogénéité de la fissuration.

De même, la saturation réelle n'est connue qu'en moyenne, elle peut être différente selon les points du bloc, surtout dans le cas d'un bloc soumis aux courants d'air dans une enceinte ventilée.

De la discussion de l'équation (3), il ressort que S_{cr} est d'autant plus élevée que D_{cr} est grand et que les pores sont fins -la surface interne est augmentée- à porosité constante. Sur les échantillons à pores fins comme ceux du Pilat, S_{cr} n'est dépassée que si D_{cr} est faible: les débris ne peuvent alors être de grande taille car la résistance à la traction est supérieure aux forces développées lors du gel. Sur des échantillons à pores de plus grandes dimensions, la distance critique peut être plus importante et les éclats peuvent être plus gros. C'est ce qu'exprime bien la différence entre les échantillons 21 et 34. Le premier a un réseau de porosité où n'existent que des fissures fines, le second comporte aussi des fissures plus grosses.

Il est donc clair que les efforts doivent porter sur une meilleure connaissance à la fois des conditions de saturation en améliorant les protocoles, et sur la connaissance de la géométrie et la répartition des fissures dans les blocs pour parvenir à une meilleure appréciation de la résistance des granitoïdes au gel.

3.2.3. Conclusion

Le modèle de remplissage des pores lors de l'engel défini par G. FAGERLUND (1979) pour les bétons semble s'appliquer aux granitoïdes. Il ne semble donc pas qu'il faille retenir comme indice la porosité de fissures mais plutôt la porosité de pores: cette conclusion qui n'est pas concordante avec celle de Y. LAGEAT (1981) s'explique car le problème est différent selon qu'il s'agit de gélivation ou d'altération chimique conditionnée par la capacité des solutions à circuler dans la roche. L'utilisation de l'indice F. peut permettre de déterminer la tenue au gel d'un échantillon sans passer par l'intermédiaire de l'expérimentation. Surtout, la tenue au gel à divers seuils de saturation peut être envisagée. Ainsi peut être prise en compte pour la détermination de la sensibilité au gel d'un échantillon, sa position, en surface, enfoui, près d'un névé.... L'établissement de cet indice suppose une connaissance de la géométrie du milieu poreux: en l'attente de meilleures données, l'utilisation de l'indice N calculé d'après la courbe porosimétrique au mercure est une approche pouvant rendre de grands services.

4.MACROGELIVATION ET MICROGELIVATION

Les problèmes de gélivation des granitoïdes ne peuvent être abordés sans l'étude conjointe du terrain et de l'expérimentation.

1. LA MACROGELIVATION:OBSERVATIONS DE TERRAIN.

Selon J. TRICART (1967) contrairement à la microgélivation qui exploite les vides et les pores inter-granulaires, voire les vides intra-minéraux, elle exploite les plans de faiblesse et les diaclases qui parcourent un massif, que ces plans soient de simples effets des conditions thermiques de refroidissement ou d'origine tectonique.

Cette macro-gélivation résulte donc, pour une part, de l'héritage tectonique, structural, voire morphologique du socle préalablement au gel. L'observation est particulièrement délicate car cette action ne s'exerce que sur les roches occupant le haut de l'échelle de résistance. Dans le secteur étudié, elle s'exerce dans trois cas:

- sur les tors des granites de Chalmazel et porphyroïde du Forez, les granites analogues du versant occidental.
- sur les filons de leucogranites alcalins intrusifs tardifs;
- sur les corniches et crêts de gneiss leptyniques du Pilat.

Dans tous ces sites, la macrogélivation se traduit par la présence de blocs qui ennoient les affleurements sains. Les observations révèlent peu de choses du mécanisme de cette macro-gélivation. L'observation des empilements de blocs peut même conduire à douter de son efficacité.

L'étude des tors a montré que l'espacement moyen des diaclases est toujours supérieur, sur ces pointements, à ce qu'il est autour. Cette observation témoigne de l'incapacité du gel à ouvrir de nouvelles diaclases sur des noyaux rocheux partiellement à l'air libre.

4.1.1 L'exemple des sommets du Forez.

L'orientation du réseau de diaclases sur le sommet du Forez est conditionné par la disposition en amande du massif de granite porphyroïde. Le rôle du gel est essentiellement de favoriser le glissement des blocs le long des diaclases;

éventuellement, le gel de l'eau infiltrée dans les diaclases verticales ou subverticales peut exercer un effet de "quarrying" ou de délogement des blocs. Dans tous les cas, cette action ne s'exerce qu'à une certaine profondeur, suffisante pour que l'eau puisse stagner. Le bloc dont les trois faces sont à l'air libre, séparées par des diaclases béantes, se trouve pratiquement immunisé contre cette action et ne s'écroule pas sur le versant.

Dans cette humidification des diaclases, deux phénomènes jouent une action déterminante: leur orientation d'une part, leur teneur en fines de l'autre.

Leur orientation est importante car **l'eau doit stagner et les diaclases ne doivent pas pouvoir jouer le rôle de drains:** dans l'exemple du Forez, l'eau de fonte de la neige est conduite en profondeur par le plongement des diaclases vers l'Ouest et favorise le glissement des blocs vers le versant livradois. Le versant occidental, au vent, déneigé en permanence, où les diaclases sont parallèles au versant, ne joue qu'un rôle passif dans le mécanisme de délogement des blocs. (Fig. 10.23)

Le système est d'autant plus efficace que l'alimentation en eau par la fonte des névés et la bonne orientation des diaclases sont réunies sur le versant est des tors.

4.1.2. L'exemple des corniches leptyniques du Pilat.

Les corniches leptyniques du Pilat permettent également de cerner le rôle des fractures et de leur disposition. La corniche est sous le vent dominant et l'enneigement apporte l'humidité sur la face sud.

Le réseau de diaclases plonge vers le Nord ce qui permet une pénétration de l'eau de fonte sous la corniche; cette orientation est commandée par la disposition de la semelle de gneiss leptynique en pseudo-strates à pendage vers le Nord. Une disposition analogue se trouve sur le massif du Grand Felletin où l'orientation est plus franchement Est-Ouest.

L'écroulement parfois complet de la corniche au droit des chirats principaux témoigne de l'efficacité de ces processus. La dissymétrie des tabliers d'éboulis sur certains sommets comme la roche des Trois Dents témoigne de l'action privilégiée des eaux de fonte dans le délogement des blocs.

Comme dans l'exemple précédent, la macro-gélivation ne peut s'exercer de manière efficace que si les conditions d'enneigement sont favorables; la

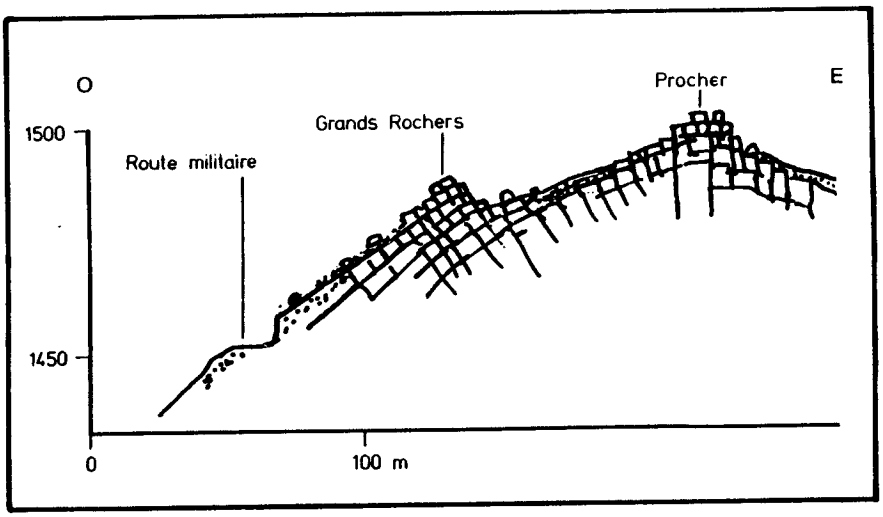


Fig. 10.23. TORS ET DIACLASES A PIERRE-SUR-HAUTE

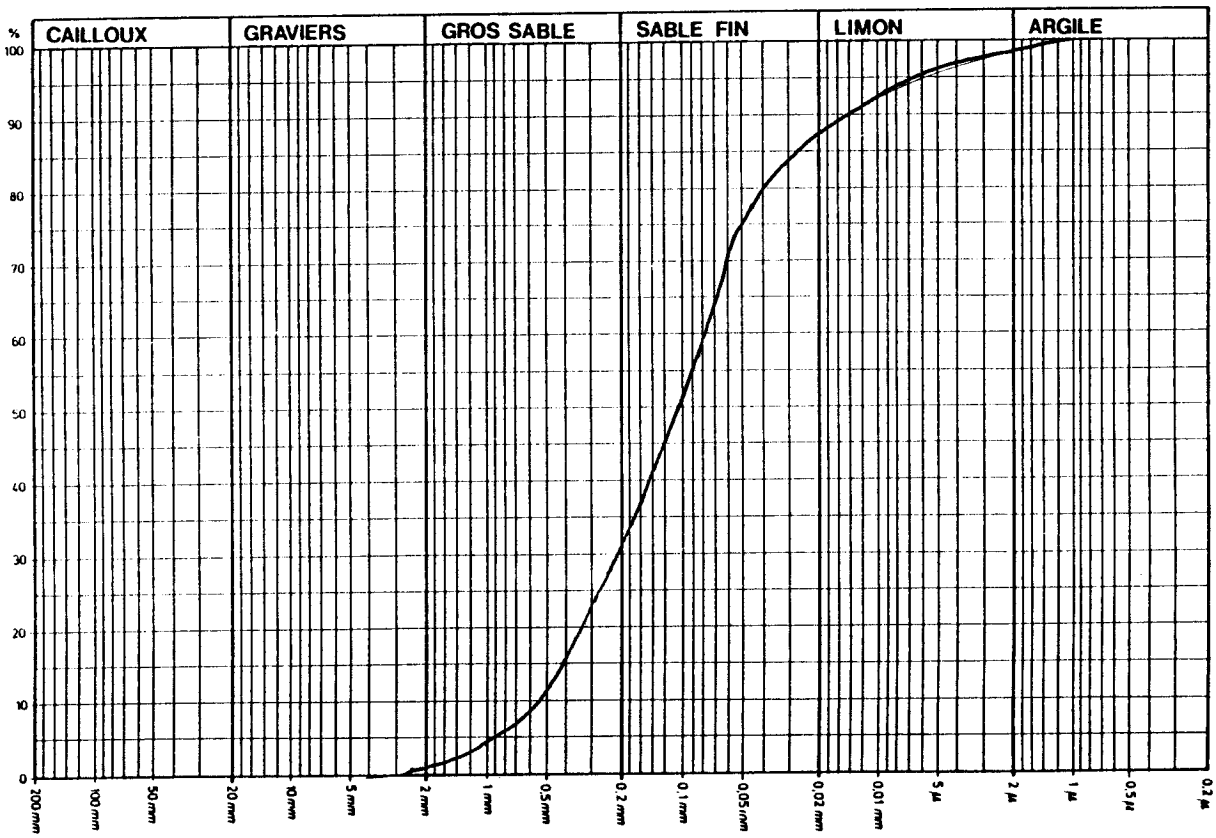


Fig. 10.24. GRANULOMETRIE DES FINES DANS LES DIACLASES

présence de neige fournit certes l'eau indispensable, mais un excès d'enneigement inhibe les variations de température qui sont indispensables à la multiplication des cycles de gel-dégel. Le faible enneigement du massif du Pilat par rapport au Forez est un facteur favorable à la macro-gélivation.

2. LES LIMONS ET LA MACROGELIVATION.

La présence de matériel fin dans les diaclases semble être une condition qui favorise le délogement des blocs et l'ouverture des diaclases.

Cette dynamique a été évoquée à propos du développement du fauchage des noyaux rocheux lors du démarrage d'arènes remaniées à blocs. La carrière de Noirétable a fourni un exemple particulièrement démonstratif du rôle des fines piégées dans les diaclases. Cet exemple n'est pas unique: des observations identiques ont été faites à la carrière Lyomet en Forez, ou plus loin, dans la massif du Madrès où un tor recoupé par le chemin de la bergerie montre une dislocation par ce processus à 1320 mètres d'altitude.

La dynamique évoquée à la racine des formations de gélifluxion à blocs semble bien s'appliquer lors du développement de la macro-gélivation. Ces fines conservent l'humidité et, en gonflant lors du gel, contribuent au délogement des blocs.

Cette possibilité tient à leur composition granulométrique: les courbes des limons prélevés dans les diaclases montrent une prépondérance de particules inférieures à 400 microns qui représentent 75% du total. Le mode se situe autour de 100 microns, et la part du matériel argileux reste faible. (Fig.10.24) La morphoscopie révèle que ces éléments sont anguleux, qu'il s'agit de minéraux primaires finement divisés, quartz surtout, accessoirement feldspaths. La part des micas est très limitée.

Ces caractères posent le problème de l'origine de ces fines: le classement granulométrique médiocre, l'aspect anguleux rendent peu plausible l'apport éolien à longue distance: cette origine serait étonnante dans une position topographique de sommet exposé au vent où la déflation doit l'emporter sur l'accumulation. Il se peut toutefois que des limons éoliens déposés sur les névés en petite quantité ou dans des creux abrités sous la crête se trouvent entrainés dans les diaclases par le ruissellement de la fonte nivale.

La thèse d'une **origine mécanique** paraît la plus probable.

Si les blocs exposés à l'air libre sont protégés par manque d'humidité des effets du gel, en raison de la lenteur de la pénétration de l'eau dans les blocs de la taille du mètre-cube, une pénétration superficielle de quelques centimètres, voire de quelques millimètres est possible si le bloc baigne dans une atmosphère saturée en eau, s'il est fouetté par la pluie ou si la diaclase est remplie de neige.

Lorsque l'ascension capillaire le permet, une imprégnation de surface peut être envisagée à la base des parois du bloc. Les fines produites dans ces conditions tombent dans le fond de la diaclase et contribuent à la combler jouant le rôle d'éponge; les résultats de la gélivation expérimentale donnent du poids à cette interprétation.

Le phénomène de production de fines par micro-gélivation a été mis en évidence sur des échantillons qui, par ailleurs, ne produisaient que peu ou pas de débris grossiers. Ces fines ont été produites en quantité notable par de nombreux échantillons et notamment les granites porphyroïdes (15,16,5,7,34) et les formations du Pilat (17,18,19,20,22). Il est bon de rappeler pour certains d'entre eux que ces débris constituent la presque totalité de la production de débris.(30 à 60%)

La confrontation de ces résultats avec la répartition des secteurs où les formes de macrogélifraction sont les plus poussées met en lumière une convergence certaine. **Ce sont les roches qui fournissent expérimentalement le plus de débris fins qui donnent sur le terrain le plus de corniches de tors et d'éboulis.** Cette remarque vraie pour le granite porphyroïde du Forez, l'est aussi pour les roches du Pilat qui alimentent les chirats.

Loin de s'opposer, macrogélifraction et microgélifraction sont liées: ***un certain seuil de production de fines est susceptible de favoriser dans des proportions importantes la macro-gélivation.***

5.CONCLUSION A LA GELIFRACTION DES ROCHES GRANITOÏDES.

A l'issue de l'étude expérimentale, le problème de la gélifraction des roches granitoïdes exige encore de nombreuses recherches. Cette conclusion rejoint, avec un peu moins d'optimisme, celle qui vient d'être présentée par J. LAUTRIDOU (1984).

L'établissement d'une échelle de gélivité reste encore du domaine de

l'avenir car plusieurs problèmes sont encore à surmonter:

* Le problème de la représentativité de l'échantillon par rapport au massif dont il est issu. Dans le cadre des expériences qui ont été menées ici ou à Caen (J.P LAUTRIDOU,1984) le problème n'a été traité qu'intuitivement. C'est pourquoi, dans l'avenir, des efforts devront porter dans cette direction.

* Cette incertitude rend assez illusoire la recherche d'une échelle de gélivité des granitoïdes du secteur étudié. Tout au plus peut-on, mais l'intérêt en est moins évident, définir une échelle de résistance des échantillons étudiés pour lesquels on dispose de mesures physiques ou d'essais de gel.

* Les résultats de gélivation montrent qu'il n'est pas possible de corréler de manière simple, comme cela a été fait pour les calcaires, la production de débris avec un paramètre physique unique comme la perméabilité ou la porosité. Il est peu probable que l'on parvienne dans un avenir proche à un tel résultat. La raison en est que la gélifraction ne s'exerce pas dans ce matériel, de la même manière.

Ainsi que le rappelle J.P.LAUTRIDOU dans ses conclusions, on n'observe pas pour les granites d'éclatement de la roche comme dans le cas du calcaire. La gélifraction est une microdésagrégation granulaire. L'écaillage existe, mais il reste du domaine de l'exception ou de la curiosité, limité à quelques faciès comme le granite porphyroïde du Forez. **La désagrégation affecte les faces et éventuellement les fissures les plus larges sur une épaisseur qui ne dépasse pas quelques millimètres.** La principale raison en est la suivante: la porosité des roches calcaires résulte, à côté de fissures locales et peu nombreuses, d'accidents de cristallisation. C'est une porosité de diagenèse, régulièrement répartie dans la roche. Or, une des conclusions auxquelles conduit l'étude des roches granitoïdes est **la grande irrégularité de la répartition des fissures dans le bloc.** Cette irrégularité fait que **la notion de distance critique trop souvent négligée mais fondamentale n'est atteinte que localement.** La production de débris n'existe que là où la fissuration est suffisamment dense et laisse intacts, des secteurs entiers du bloc.

* Il n'est pas possible de définir de manière aussi claire un spectre de porosité qui soit favorable. La porosité telle qu'elle est connue par les méthodes qui ont été employées ne permet pas d'avoir une idée précise de la géométrie du milieu poreux dans un bloc donné; tout au plus peut-on connaitre le spectre porosimétrique, soupçonner la part qui revient aux fissures et aux accidents de cristallisation ou joints interminéraux, mais nullement leur répartition. Certes,

une courbe logarithmique du classement des pores se traduit en général par une bonne représentation des pores médians et rapproche l'échantillon du groupe III défini par J.P LAUTRIDOU, 1984 voire du groupe II. Mais les porosités restent faibles et ne permettent pas autre chose qu'une désagrégation plus ou moins intense par les faces. En revanche, les échantillons à courbe concave, à indice N élevé, qui se rapprochent du groupe IV défini par LAUTRIDOU, fournissent des débris très fins, en quantité faible, mais souvent davantage que la porosité totale le laisserait supposer. Cette action n'est possible que parce que, localement, la fissuration est ssez dense pour que le gel la déforme.

Alors que pour les calcaires, la forme de la courbe de porosité permet de prévoir le comportement au gel, elle ne permet ici que d'obtenir une corrélation assez moyenne mais permet surtout de prévoir la granulométrie des débris qui seront fournis plus que leur quantité.

En particulier, il n'est pas possible de définir un seuil de porosité à partir duquel un granitoïde pourrait être considéré comme gélif.

Indiscutablement, la géométrie du milieux poreux de ces roches est plus complexe, moins uniformément réparti que pour les calcaires, plus délicat à appréhender. Surtout, l'étude en a été moins poussée, et de nouvelles méthodes doivent être utilisée. Leur développement exige du temps et des moyens.

A ce jour, les conclusions sont provisoires.

Il ne semble pas que la composition minéralogique ait quelque importance dans l'échelle de résistance au gel. Elle n'interviendrait qu'éventuellement par le biais de l'altération préalable: le granite porphyroïde du Forez à composition de granodiorite ne founit pas plus de débris que les granites monzonitiques ou alcalins.

Il ne semble pas non plus que la taille du grain ait une influence quelconque. *Parmi les échantillons les plus résistants, on trouve aussi bien que le granite porphyroïde de Tournon, grossier, que les anatexites et gneiss du Mont Pilat. Aucune répartition particulière de la granulométrie des pores ne paraît liée à la taille du grain. Tout au plus, mais l'échantillonnage est à compléter, pourrait-on observer plus souvent des courbes à palier dans les roches hétérogranulaires.*

L'histoire tectonique et magmatique de la roche semble déterminante *parce qu'elle fixe la géométrie de la fissuration, sa densité, sa répartition préférentielle dans telle ou telle espèce minérale. Sans vouloir, dans l'état actuel*

de l'étude en faire une remarque de portée générale, il faut reconnaitre que les échantillons des bordures des plutons sont ceux qui, à porosité égale, ont fourni le plus de débris. Cette observation rejoint celle de S.WILHEM (1978) à propos de la fissuration des feldspaths: pour cet auteur, sur les bordures de plutons, on observe souvent des fractures ouvertes de rétraction thermique qui augmentent la porosité de la roche. L'évolution rapidement logarithmique des courbes de porosité avec le développement de l'altération pourrait traduire une répartition assez uniforme de la fissuration dans ce type d'échantillon (bordure des massifs de Tournon, de Chalmazel).

Sur le terrain enfin, -et c'est là ce qui a guidé les options prises pour mener cette étude- la gélifraction de matériel frais n'apparaît pas comme le processus déterminant de l'évolution des versants. ***L'échelle de gélivité est avant tout celle de l'altération préalable.*** *Quant à la gélifraction de matériel frais, là où elle existe, il s'agit surtout de macro-gélivation plus que de micro-gélivation qui est un processus secondaire et subordonné. Seule la nature des produits issus de la désagrégation granulaire et qui remplissent les diaclases jouent véritablement un rôle capital dans le quarrying des quartiers de roche.* ***C'est plus la granulométrie des produits obtenus que leur quantité qui détermine l'évolution des versants.*** *C'est la raison pour laquelle dans cette étude, ce facteur peu connu a été privilégié.*

Dans ce domaine, les conclusions sont plus assurées: frais, le granite fournit surtout des poudres par gélivation granulaire, pour reprendre l'expression proposée par J.P.LAUTRIDOU (1984) à partir des parois; l'altération progressant, le relais est pris plus ou moins rapidement par une production de sables et se développe ***une arénisation périglaciaire.*** *Cette évolution est d'autant plus rapide que l'altération préalable est développée et l'utilisation de l'ascension capillaire et de la porosité peut permettre de prévoir le comportement de l'échantillon. Si la courbe est concave, les fines dominent, si la courbe est rectiligne, les sables l'emportent. En revanche, cette évolution ne peut se produire sur certains faciès qui ont une courbe de porosité fine, bien classée, à indice N élevé; sur ces échantillons, la production de débris reste faible et ces débris sont majorité de sablons et de limons de 20 à 200 microns. Là se développent les formes dites de macro-gélivation notamment les éboulis, clapiers et tors, si caractéristiques de certains modelés.*

Chapitre 11
Les fines dans l'arène

Le problème des limons dans les formations d'arènes déplacées prend une grande importance: deux raisons expliquent l'attention qui doit être portée à cet aspect.

* D'une part, la teneur en fines explique, dans une large mesure, les caractères de la dynamique des dépôts lors des alternances de gel et de dégel.

* D'autre part, l'origine des limons présents en quantité plus ou moins importante, mais toujours davantage que dans les arènes en place, a suscité un certain nombre d'interprétations divergentes.

Avant d'aborder une réflexion sur les problèmes de la dynamique de l'arène, il est donc indispensable de faire le point sur les connaissances acquises dans ce domaine et éventuellement apporter quelques observations nouvelles à partir de l'enseignement des expérimentations de gel.

1. ETAT DE LA QUESTION.

1.1. LES LIMONS DANS LES FORMATIONS D'ARENES REMANIEES.

L'étude des travaux menés sur les arènes remaniées révèle que peu d'auteurs ont évoqué le problème de l'origine des limons. Trois idées principales ont été exposées:

- le remaniement de vieux sols et paléosols; Y.DEWOLF (1976) fait allusion

à cetteorigine à propos du Mont Lozère. Cette interprétation ne paraît pas satisfaisante dans la mesure où des paléosols devraient fournir davantage d'éléments argileux que limoneux. Il est vrai que dans l'esprit de l'auteur, cette allusion n'est évoquée qu'à titre d'hypothèse, et que les sols dont il est question ne sont pas obligatoirement évolués.

- l'origine éolienne est proposée par B.COQUE (1978). Elle s'appuie sur la reconnaissance de grains émoussés à picotis éoliens sur le plateau de la Margeride, en petite quantité il est vrai. L'étude des sables peut difficilement fournir une réponse au problème posé par les apports limoneux qui résultent d'une dynamique sensiblement différente et se situent à une taille granulométrique qui n'est pas la même. D'autre part, le faible nombre de grains affectés serait plutôt un argument en faveur d'un héritage plus ancien comme le montre l'exemple des cônes foréziens. Pour pouvoir conclure à des éolisations systématiques lors des crises froides, il faudrait que ces grains soient omniprésents.

- la gélifraction est la dernière hypothèse. Elle est formulée dès 1967 par J.TRICART. Elle n'a toutefois guère pu être démontrée: les expérimentations de gel sur les roches granitoïdes fournissent une petite quantité de limons: est-elle suffisante pour expliquer la teneur en limons observée sur le terrain? Sur ce point, les travaux antérieurs sont muets. Le travail de R.LACOTTE (1976 et 1978) porte exclusivement sur les blocs et ne mentionne pas la composition de la matrice. Les travaux de B. VALADAS (1983) n'abordent guère ce problème. Pour A.GODARD (1978), dans le Massif Central, il ne serait point besoin de faire appel à l'hypothèse éolienne. Pour lui, la majorité des auteurs conviennent d'expliquer l'origine des limons par la seule gélifraction mais le débat reste ouvert.

1.2. LES LIMONS DANS LES HEADS.

Le problème de l'origine des limons dans les heads est mieux connu: les travaux récents ont montré la présence d'une alimentation éolienne dans les heads bretons. Y LE CALVEZ (1979) a montré que les formations à blocs d'une coupe bretonne comportaient un mélange de deux stocks granulométriques distincts en proportion variable suivant les parties du profil. L'auteur interprète ce résultat comme le mélange d'un stock sableux et d'un stock limoneux. L' étude s'appuie sur le caractère bimodal des courbes granulométriques: toutefois, en l'absence d'autres arguments, minéralogiques notamment, cette méthode ne peut

suffire **à prouver un double apport** tant que les lois sur le comportement de l'amenuisement des arènes au gel ne sont pas connues. L'affirmation selon laquelle l'amenuisement ne peut conduire à l'apparition de courbes bimodales suppose que toutes les espèces minérales ont le même comportement au gel ce qui est loin d'être le cas. Pour lever cette incertitude, seule l'essai de gel expérimental peut permettre de progresser.

Les travaux de J.P. LAUTRIDOU (1984) ont également abordé le problème de l'origine des limons dans les heads. Selon ces travaux, il est possible de dissocier la fraction fine éolienne de la fraction fine issue de la gélivation. En matériel cristallin, la taille-limite de comminution se situerait vers 0,5 microns. Elle est toutefois un peu plus réduite pour les granites altérés où, à trois microns, on peut observer jusqu'à 17% de particules.

La forme de la courbe est significative: la courbe de la fraction fine issue de la gélifraction est logarithmique alors que les courbes loessoïdes sont nettement paraboliques entre 1 et 50 microns. (Fig.11.1)

La gélifraction produit essentiellement des limons fins de 2 à 20 microns alors que les apports éoliens sont plus grossiers (20 à 50 microns voire davantage).

On dispose là d'une méthode commode, à la condition de pourvoi de mener l'étude granulométrique par la méthode de la pipette et d'être certain que tous les faciès granitiques suivent cette règle.

1.3. LES APPROCHES DU PROBLEME DES LIMONS.

La question de l'origine des limons peut être abordée de trois manières: la méthode minéralogique, la méthode granulométrique, l'essai de gel. Chacune de ces méthodes ayant ses limites, il convient de faire une étude critique de chacune d'elles avant d'en exposer les résultats.

1.3.1.La méthode de la minéralogie.

La méthode minérlogique permet de déceler les apports éoliens à longue distance. Elle repose sur l'étude de la fraction sableuse et limoneuse des formations de pente. Aisée à mettre en oeuvre dans les régions où les apports sédimentaires sont abondants comme dans le cas des loess, elle est plus difficile à utiliser dans les régions où les apports locaux peuvent être dominants.

Deux voies sont à rechercher:

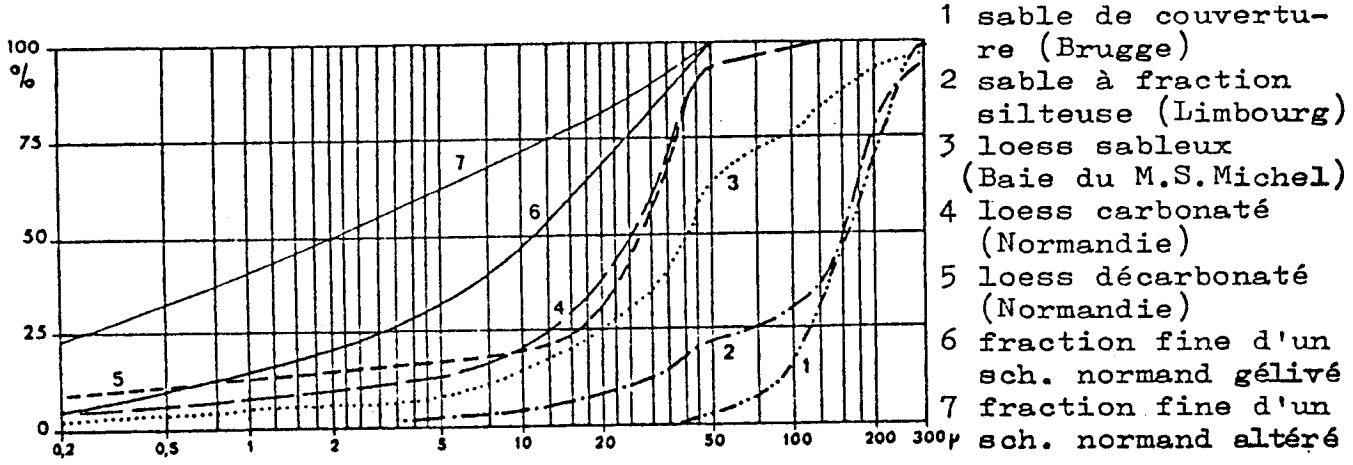


Fig. 11.1. GRANULOMETRIE DES LOESS ET DES LIMONS DE GELIFRACTION (D'APRES J.P. LAUTRIDOU, 1984)

* l'étude des variations systématiques dans les pourcentages des minéraux légers dans un domaine pétrographiquement homogène; mais les incertitudes qui pèsent -surtout dans le cas du granite du Velay- sur l'homogénéïté pétrographique, les risques d'altération différentielle des minéraux rendent cette méthode inutilisable.

Les variations du spectre minéralogique dans les arènes déplacées proviennent du mélange de stocks inégalement altérés en fonction de la profondeur, des circulations d'eau ... La migration sélective des minéraux sous l'action du gel est d'autre part une réalité qui rend illusoire toute interprétation des variations du spectre minéralogique de l'arène.

* D'autre part, la détection de minéraux lourds allogènes serait plus probante. La dizaine de coupes étudiées (déterminations de R. ETIENNE) n' a pas permis de conclure de manière convaincante. Les minéraux lourds indiscutablement étrangers sont absents.

Une redistribution à courte distance peut, en revanche, être soupçonnée: quelques olivines ont été détectées à Roche-en Forez et en marge du glacier forézien, prélevées sur les moraines riches en matériel volcanique; des hornblendes ont été également déterminées, en faible quantité. Seul le Forez peut permettre une telle recherche fort délicate au demeurant par la multiplicité des pointements volcaniques disséminés dans tout le massif dont certains ne sont pas connus.

L'utilisation des minéraux du métamorphisme n'a pas abouti non plus

à des conclusions définitives. Les cortèges des ensembles pétrographiques ne sont pas suffisamment différenciés dans cette série calco-alcaline. L'exemple de la coupe de Chorsin illustre la difficulté de ces interprétations: une brusque variation du cortège minéral apparaît au passage de l'arène en place à l'arène à blocs. Le cortège de l'arène en place et de l'arène fauchée reflètent celui du granite à biotite local; dans l'arène fauchée, la modification s'explique par l'altération des minéraux les plus fragiles dont la teneur diminue. Dès l'apparition de l'arène à blocs, le cortège change brusquement, avec d'importantes variations d'un niveau à l'autre. On assiste à une concentration des minéraux lourds dans les zones à gros blocs, à l'effondrement de la teneur en zircons, à la quasi-disparition de la monazite, à l'apparition massive d'amphiboles, à l'apparition timide d'augites. (Tab. 11.1)

Les autres prélèvements, à Roche, au Béal, ont systématiquement révélé la présence d'apatite, de grenats, de sillimanite, d'andalousite et d'amphiboles très abondantes. Quelques olivines éolisées ont été observées à Roche en Forez avec des calcites.

N°	% global	% transparents	Anatite	Zircon	Tourmaline	Monazite	Corindon	Topaze	Grenat	Brookite	Sillimanite	Amphibole	Diopside	Augite aciculaire	Augite	Sphène	Profondeur en m
1	3,9	0,6	3	19,9	0,4	0,4		1,5	5		43	25,3			0,8	0,4	0,3
2	3,3	0,8	3,2	12,5		0,4		0,8	5,2		46,4	31			0,4		0,5
3	1,7	0,3		4,8	0,5		0,5	1	3,8		40,6	47,8	0,5		0,5		0,65
4	1,8	0,7	14,5	-			0,4		2,7		34,9	47,5					0,8
5	3,1	0 5	4,4	10,5	0,4				3,6		42,5	38,5					1
6	1,5	0,9	0,3	5	0,3			0,3	2,9	0,3	40	50,2		0,3	0,3		1,2
7	4,3	0,6	6,9	6,1	0,4	0,4		0,8	1,7		47	36,2				0,4	1,3
8	7,4	0,9	15	8,3	0,4	0,4	0,4	1,2	4		39	30,4					1,5
9	3,9	0,5	6,4	13,6	1,5		0,4	0,4	1,2		41,6	34,5			0,4		1,7
10	6,2	0,7	20,7	5,8		0,4		0,4	1,4		42,8	26,6			0,4	1,4	1,9
11	7	0,7	27,5	8					3,3		34,4	26,8					2,1
12	10,1	0,6	24,7	8,6	0,3		0,3		4		34	27,7			0,3		2,3
13	13,2	0,7	15,4	30,2		1,8	1,2		1,8		49,5	-					2,4
14	9,5	0,3	37	36	1,4	2,8	1,4	0,9	1,4		19						2,6
15	12,5	0,8	40	10,5		0,3	1	0,3	5,1		32,9	1,8					2,8
Granite broyé		0,2	47	39		+		+	1,5		11,5				(calcite +)		

La position des prélèvements sur le profil est donnée figure n° 17.6.
(Déterminations de R. ETIENNE.)

Tab.11 .1. LES MINERAUX LOURDS DE LA COUPE DE CHORSIN

La part d'apports allogènes n'est donc pas à exclure; elle ne peut cependant être considérée comme certaine au vu de ces seuls résultats.

L'utilisation d'autres méthodes, telles que la morphoscopie n'est guère utilisable: sur des grains de la taille des sablons et des limons grossiers, l'usure est insignifiante. L'observation au M.E.B. s'est également révélée décevante: les échantillons observés ne semblent pas porteurs de marques qui ne puissent être imputables aux actions du gel ou du glacier: l'importance des traitements chimiques qu'il conviendrait de faire subir aux grains pour les débarrasser de leurs oxydes de fer et de leur coiffes silteuses dues à la glace de ségrégation, affecte leur surface de figures de dissolution de la silice envahissantes. L'observation de tels grains est donc limitée par des impératifs techniques.

Devant l'inadéquation de telles méthodes qui ont fait leurs preuves dans d'autres milieux, deux approches nouvelles ont été tentées.

1.3.2. La méthode statistique.

L'origine des limons ne pouvant être qu'éolienne ou un produit de la gélivation, il convient de rechercher le moyen de différencier ces apports par la voie granulométrique. Cette démarche se situe dans le prolongement de celle de J.P.LAUTRIDOU (1981) mais appliquée aux arènes. Elle suppose la mise au point d'une méthode statistique adéquate.

Si les caractères des dépôts éoliens sont connus depuis longtemps, (TRICART et CAILLEUX, 1967) il n'en est pas de même des produits de gélivation. Il faut ajouter que l'application à des arènes des méthodes d'analyse granulométrique mises au point pour des milieux de sédimentation a soulevé des problèmes insurmontables qui ont nécessité la mise au point de méthodes sinon nouvelles, du moins peu usitées.

Il ne peut en effet être question dans ce but précis, de se limiter à un simple examen visuel des courbes cumulatives. La difficulté de leur interprétation est reconnue et leur commentaire ne peut dépasser le stade des généralités.

L'approche statistique a donc consisté à vérifier à quelle distribution pouvait être assimilée la granulométrie d'une arène; cette distribution définie, il convenait de vérifier expérimentalement si l' amenuisement de l'arène par le gel se fait conformément à cette distribution, puis de mesurer les écarts des distributions réelles à la distribution théorique définie.

1.3.3. L'approche expérimentale.

Elle est indissociable de la précédente. Les lois de l'amenuisement de l'arène par le gel n'étant pas définies avec certitude, l'étude expérimentale de la gélivation d'arènes en chambre froide s'est révélée indispensable afin de permettre une étude granulométrique et minéralogique des débris obtenus. Cette étude vise en particulier à définir:

* une échelle de fragilité des minéraux qui recoupe ou non celles qui sont définies pour l'altération par hydrolyse, couramment appelée échelle de GOLDICH (1938);

* une échelle de résistance des faciès choisis en fonction de leur composition minéralogique, tectonisation et hydrothermalisme, et leur position morphologique.

* une loi de distribution granulométrique des débris par la comparaison systématique de la granulométrie avant et après le gel; il est en particulier intéressant de montrer si les tendances mises en lumières lors de l'étude de la gélivation des blocs se poursuivent.

Comme aucune recherche détaillée n'a été menée en ce sens à ce jour, il est indispensable d'exposer en détail la démarche pour cette approche statistique.

2. LA RECHERCHE D'UNE METHODE GRANULOMETRIQUE.

Les méthodes statistiques de traitement des courbes granulométriques sont nombreuses. Une synthèse récente des possibiltés en ce domaine a été présentée par A. RIVIERE (1977).

La méthode qui est proposée ici consiste à rechercher la loi la mieux adaptée pour la description des granulométries d'arènes granitiques, et ensuite de comparer les granulométries réelles avec la granulométrie théorique.

Cette démarche est sensiblement différente de celle adoptée par A.RIVIERE qui préfère la méthode analytique à la méthode statistique. Elle ne doit pas surprendre dans la mesure où le problème posé par l'analyse des milieux de sédimentation est différent: ces milieux ne peuvent se réduire à aucune loi de distribution connue.

En revanche, la mesure de l'amenuisement d'un matériel sous l'effet de l'altération obéit à des lois statistiques précises: il a été montré précédemment, (B.ETLICHER, 1977) que les arènes de ruissellement pouvaient se distribuer selon

la loi log-normale et que les écarts des distributions réelles par rapport à cette distribution théorique pouvaient être mesurés sur une échelle de probabilité.

L'ajustement des arènes en place à cette loi n'étant pas satisfaisant, une distribution décrivant mieux le phénomène d'amenuisement du matériel a été recherchée: la distribution de ROSIN-RAMMLER.

2.1. LA DISTRIBUTION DE ROSIN-RAMMLER.

La distribution de ROSIN-RAMMLER a été formulée en 1934 par ROSIN et RAMMLER. Elle est citée en référence dans tous les grands traités de sédimentologie (PETITJOHN,1949; KRUMBEIN,1940) mais elle est restée peu utiliséeparce qu'inadaptée à résoudre les problèmes des milieux de sédimentation: elle n'a donc pas connu la fortune de la distribution de Gauss.

Cette distribution permet de décrire la répartition granulométrique des matériaux obtenus par broyage, écrasement... Elle a été conçue pour décrire l'écrasement des charbons dans les mines des industries allemandes, notamment pour le calibrage des poussières obtenues par broyage.

Des tests statistiques ont été développés par L.R. KITTLEMANN Jr (1964) pour montrer qu'elle peut être utile pour décrire tout matériau qui n'est pas trié par l'eau courante. "ROSIN's law of crushing might better describe natural clastic materials derived through mechanical desintegration , crushing or volcanic explosion." Selon ces tests, la loi s'applique aux produits d'explosion volcanique, nuées ardentes, lahars, mais aussi au matériel morainique, aux arènes granitiques.(1) Divers matériaux écrasés à la meule semblent également pouvoir être décrits par cette loi, comme le verre pilé, le quartz...

Très proche par sa formulation de la loi de Gauss ou log-normale, son graphe ne peut toujours en être distingué par un simple examen visuel et l'analyse statistique est indispensable.

La distribution de ROSIN-RAMMLER s'écrit:

$$y = 100bx^{n-1}e^{-bx^n}$$

où: y= ordonnée en pourcentage;

x = diamètre des particules;

b paramètre inverse de la taille moyenne des particules;

n= paramètre décrivant l'étalement de la courbe. Il peut être utilisé comme indice de classement à la nuance près qu'il est n'est pas mathématiquement

(1) Moraine stricto-sensu, le matériel fluvio-glaciaire suivant la loi normale.

indépendant de la moyenne contrairement à l'écart-type de la loi normale.

La courbe de cette distribution est très proche de celle de la loi normale; elle est cependant dissymétrique et moins aplatie.(Fig.11.2) Elle est symétrique de part et d'autre du point d'ordonnée:

$R=\frac{100}{e}$ = 36,78% et non 50% comme dans la distribution de Gauss.

Les courbes d'arènes peuvent s'ajuster à cette distribution à condition:

- de présenter des pourcentages cumulatifs croissants de taille supérieure à x ;
- de choisir une échelle logarithmique des abscisses;
- de prendre l'intégralité de la courbe, des gravillons aux argiles en respectant les corrections nécessaires; (A. RIVIERE,1977)

Le choix des **diamètres nominaux** des particules a été retenu de préférence aux **diamètres-équivalents** préconisés par cet auteur: cette notion est un coefficient hydrodynamique qui est légitimement substitué aux diamètres nominaux dans l'étude des phénomènes de sédimentation mais qui ne l'est pas ici puisqu'il n'y a pas influence de phénomènes hydrauliques dans la distribution de particules. L'inconvénient qui en résulte -la fraction inférieure à 50 microns n'est connue que par ses diamètres-équivalent puisque mesurée par voie de sédimentation- n'est pas rédhibitoire: cette fraction est toujours peu importante en quantité, et surtout, le rapport entre diamètresnominaux et diamètres équivalents tend vers 1 lorsque les particules sont petites.

2.2. MODE OPERATOIRE

L'ajustement des données à la distribution de ROSIN peut être faite de manière simple et rapide, s'il est possible, par une transformation de coordonnées, de transformer la courbe en une droite de HENRY selon la méthode utilisée pour la distribution de GAUSS avec les ordonnées de probabilité. Cette transformation est possible aux conditions qui suivent.

*** Transformation des abscisses.**

Les valeurs x en mm doivent être transformées en échelle logarithmique décroissante. L'echelle proposée par A.RIVIERE ne peut convenir puisqu'elle est croissante. L'echelle Phi est donc retenue malgré l'inconvénient d'être à base 2. La transformation des diamètres s'effectue selon la formule:

$$X(\phi) = \frac{5}{\log 2} - \log(x_{i(mm)} \times 10^5) \times \frac{1}{\log 2}$$

Pour les diamètres correspondant aux tamis usuels, des tables de conversion sont données dans l'ouvrage de RIVIERE.

*** Transformation des ordonnées**

Elle se fait en une nouvelle échelle dite RLLOG (KITTLEMANN,1964).

Elle se fait en appliquant la formule:

$$Y = \log_e \log_e \frac{100}{y}$$

L'origine O de cette échelle est fixée à 36,78% (Fig. 11.2). Il s'agit d'une

échelle décroissante. Ainsi transformée, la courbe devient une droite d'équation:

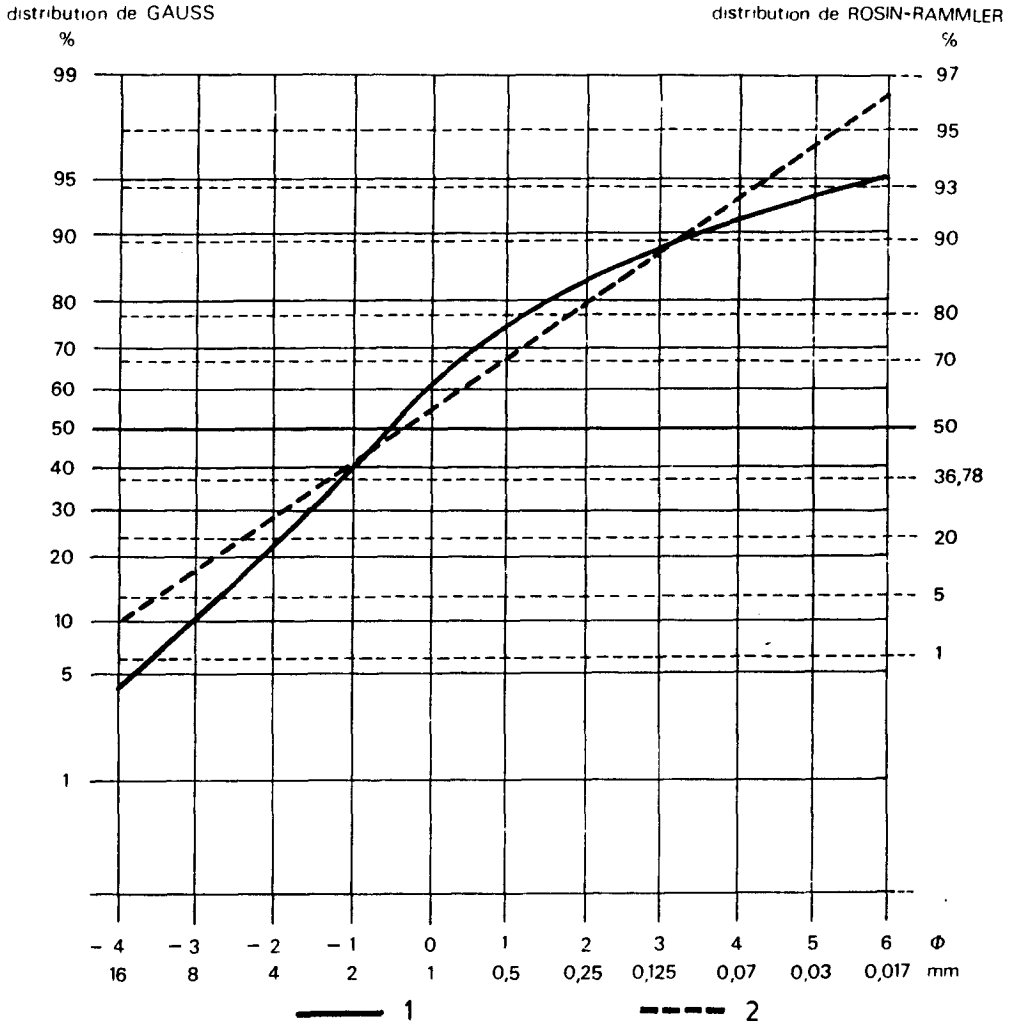
$$Y = C+n \log X$$

La pente de la droite n est le paramètre de classement de la courbe, la constante C ou ordonnée à l'origine est un paramètre de position utile.

L'équation de la droite étant définie comme la droite de régression des points expérimentaux, il est commode de calculer la qualité de l'ajustement par l'interprétation du coefficient de corrélation. Il est possible, par voie graphique, (Fig.11.2.) de visualiser l'alignement des points expérimentaux.

L'intérêt de cette transformation est de permettre de décrire l'intégralité de chaque courbe par seulement deux paramètres, le paramètre de position C et le paramètre de classement n. La suite de l'étude vise donc à mesurer l'influence de l'amenuisement par le gel sur ces deux paramètres pour les divers faciès.

Toutes ces opérations peuvent être effectuées rapidement soit sur calculatrice électronique programmable soit sur ordinateur. (Programme TDSTAT développé par le CREUSET sur le centre de calcul de l'Université de Saint Etienne.)



1. Distribution de GAUSS. 2. Distribution de ROSIN- RAMMLER.

Fig. 11.2. GRAPHES COMPARES DES DISTRIBUTIONS DE GAUSS ET DE ROSIN–RAMMLER

3. L'AMENUISEMENT DES ARENES.

Afin de mesurer la vitesse d'amenuisement des arènes, et de permettre des études sur la granulométrie des produits obtenus, trois essais ont été conduits successivement:

* Le premier mené à Lyon sur 3 échantillons en 1978 avait un caractère "exploratoire". L'objectif était de préciser si l'amenuisement était mesurable, quelle durée d'expérimentation était nécessaire, quelle teneur en eau devait être maintenue dans le bac.

* Un deuxième a été tenté à Caen en 1979. (2) L'objectif recherché était de déterminer l'influence du rythme de gel et de son intensité sur l'amenuisement. Elle a été interrompue pour des raisons techniques (3) à 224 alternances dans l'enceinte de gel lent à -8°C et à 97 alternances seulement dans l'enceinte de gel sévère à - 30°C (Ech 1a à 4c Fig.11.3.).

* Une troisième a été menée à Caen en 1982 et 1983. (4) 500 cycles de gel ont été appliqués à 9 échantillons de pétrographie différente selon les nouveaux rythmes thermiques des enceintes, avec gel à -12°C. Cette dernière expérimentation a pour but de définir, en fonction des caractères minéralogiques et granulométriques de départ des échantillons s'il est possible de différencier des comportements au gel. (Ech. 1 à 9 Fig. 11.3)

Chaque essai prévoyait la définition des caractères granulométriques de l'arène: à Lyon cette mesure s'effectue par la méthode aérométrique: la précision de cette méthode s'est révélée insuffisante pour déceler les amnuisements les plus faibles; à Caen , elle est faite selon la méthode de la pipette d'Andréasen.

Pour la dernière série, outre les mesures granulométriques, la nature des minéraux sableux a été déterminée par coloration des feldspaths et comptage, la nature des poudres par diffractométrie aux rayons X, la nature des argiles par la même méthode, ces analyses étant effectuées à Caen. (5)

---

(2) Au Laboratoire de géomorphologie du C.N.R.S.

(3) Une panne des chambres froides suivie, après une longue immobilisation , d'un changement des protocoles de gel ne permettant pas de poursuivre l'expérimentation.

(4) La mise au point des protocoles , le suivi des essais, n'ont été possibles que grâce à une étroite collaboration avec l'équipe du centre de géomorphologie du C.N.R.S. et notamment J.P. LAUTRIDOU, M. LEVANT, M.N. LE COUSTUMER et Y. DELEHAYE qui ont veillé au bon déroulement des essais et effectué les multiples analyses.

(5) L' essai se poursuit pendant les années 1984 et 1985 pour atteindre 1500 cycles de gel dans une première étape.

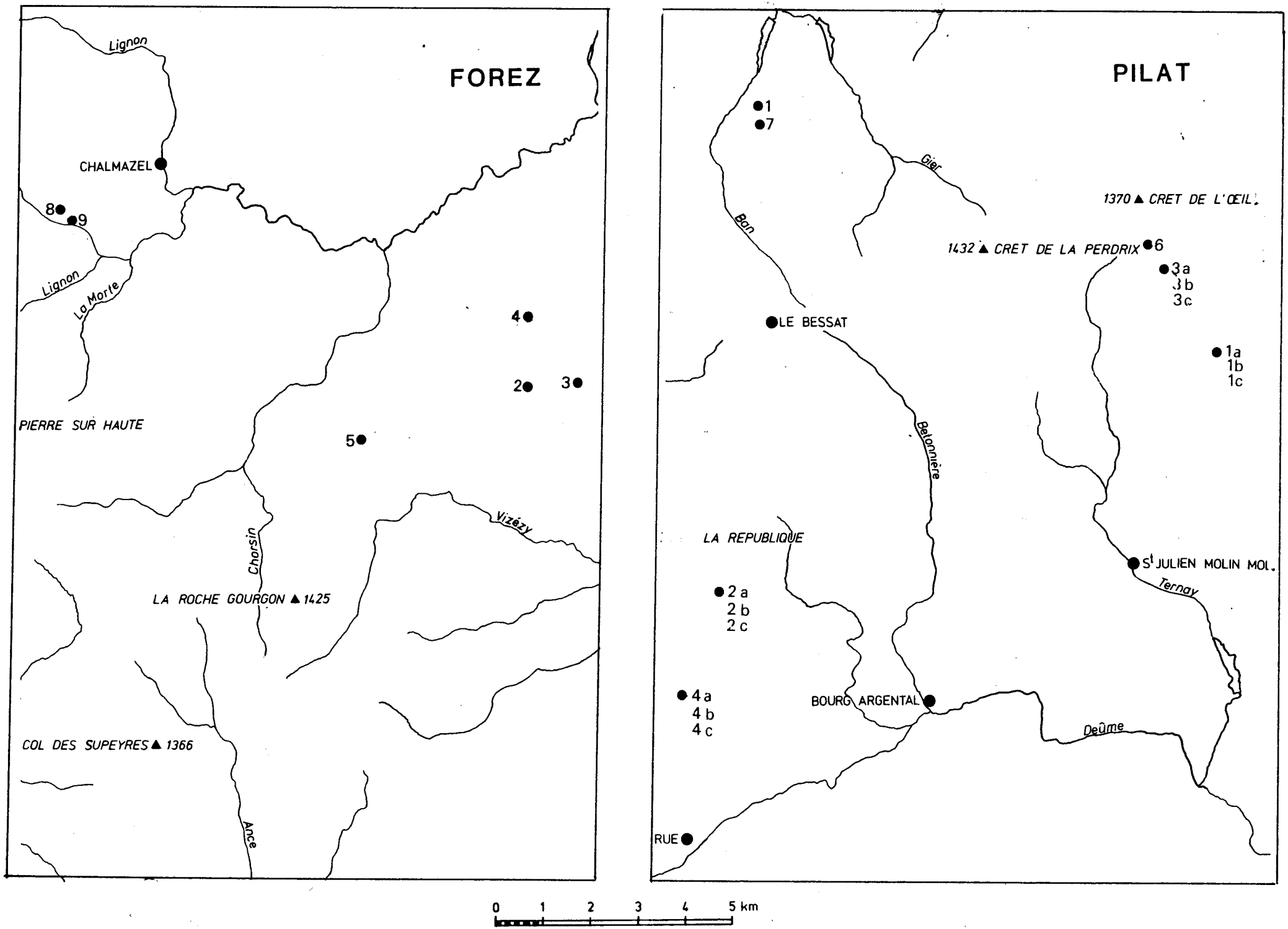


Fig. 11.3 CARTE DU LIEU DE PRELEVEMENT DES NEUF ARENES

3.1 INFLUENCE DU RYTHME DE GEL.

Le rôle de l'influence du rythme de gel a été déterminé dans le deuxième essai, effectué à Caen. Conjointement, les arènes ont été placées dans deux chambres froides, l'une à -8°C , l'autre à -30°C avec un abaissement thermique de 5°C par heure et dans l'enceinte de gel rapide SECASI avec un rythme de 12°C par heure.(Fig.11.4)

A l'issue du même nombre de cycles, les résultats montrent que l'amenuisement est comparable dans le cas d'un gel lent et rapide. Seul l'éch. 3 a un amenuisement légèrement plus important dans les grandes tailles en gel rapide.

Les pourcentages d'amenuisement par taille pour chaque échantillon montrent (Tab.11.2) qu'en 225 alternances, la moitié des gravillons sont perdus en moyenne, mais seulement 5% des sables à 0,5mm. Il s'agit bien d'une désagrégation granulaire des gravillons. Le gel rapide donne des résultats analogues. Seule la fraction gravillonnaire est plus réduite, 0,328 contre 0,420 en moyenne de manière significative.

La faible influence de la vitesse du gel s'explique par la faible inertie thermique des particules en cause et n'est donc pas contradictoire avec les observations faites par J.P.LAUTRIDOU (1984) sur les blocs calcaires. Sur des fragments de moins de 0,125cm3 la vitesse de pénétration du front de gel peut être considérée comme instantanée.

L'influence de la sévérité du gel peut être difficilement étudiée sur une expérience écourtée: les résultats sur les échantillons 1 et 4 concordent avec ceux des autres protocoles; l'efficacité semble moindre sur les échantillons 2 et 3 mais pour une durée moindre. En supposant une gélifraction constante au fil des cycles, les résultats au bout de 250 cycles devraient être identiques quelque soit la sévérité du gel.

L'hypothèse d'une gélifraction égale au ong des cycles n'est cependant pas démontrée: seules les expériences de longue durée, 1000 ou 2000 cycles permettront d'apporter des éléments de réponse.

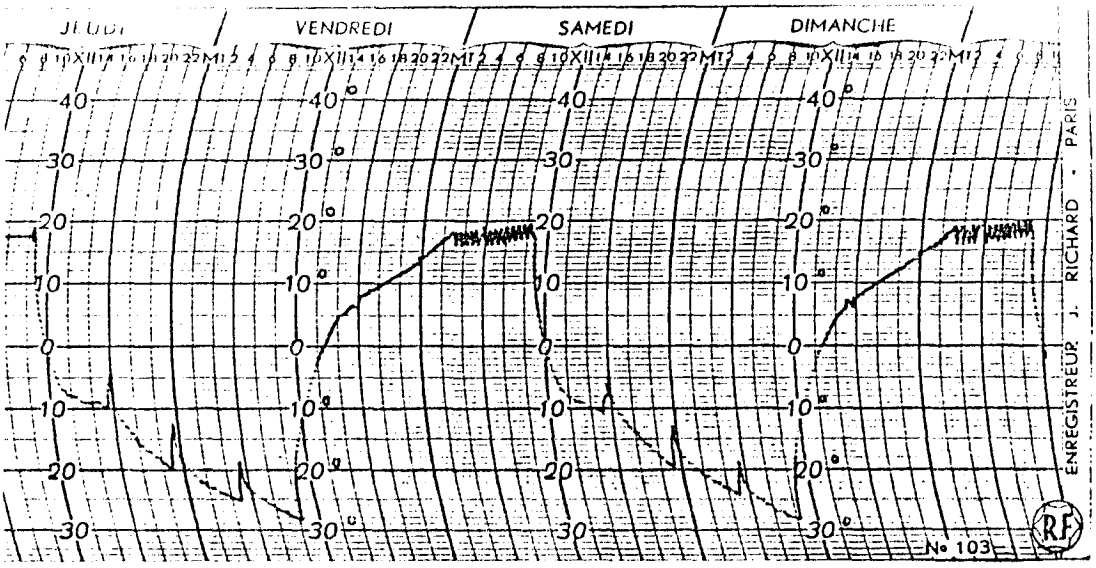
3.2. DIVERS COMPORTEMENTS SELON LA PETROGRAPHIE.

Pour pouvoir disposer d'éléments précis sur le comportement des divers faciès représentés sur le terrain, un essai s'est poursuivi sur 9 arènes pendant 500 cycles.

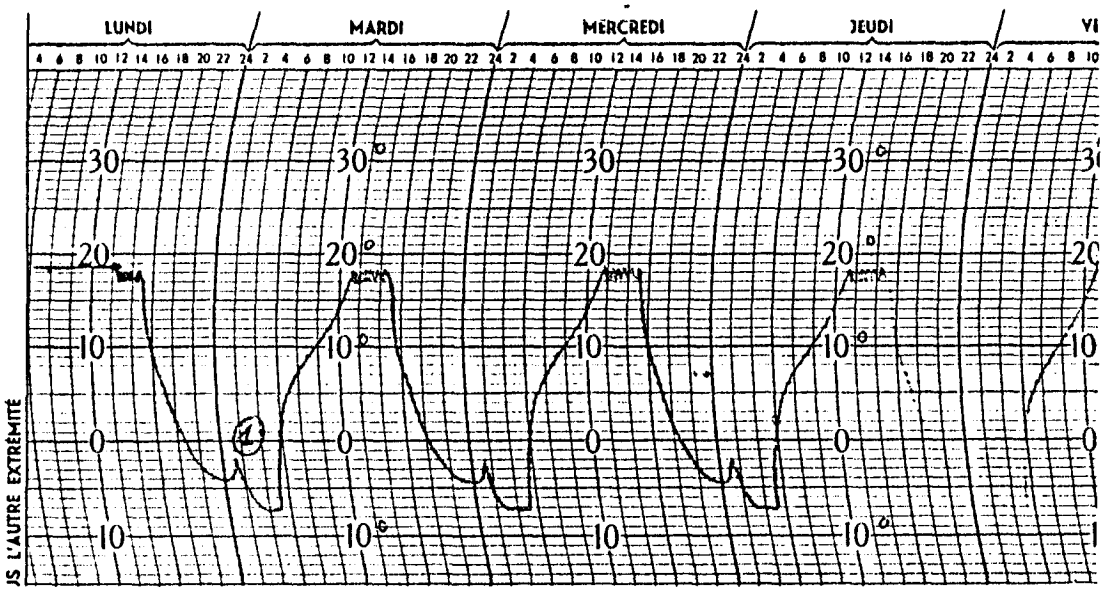
Il s'agissait d'arènes meubles prélevées à la pelle dans la zone de cémentation de l'arène.

3.2.1. Le choix des échantillons.

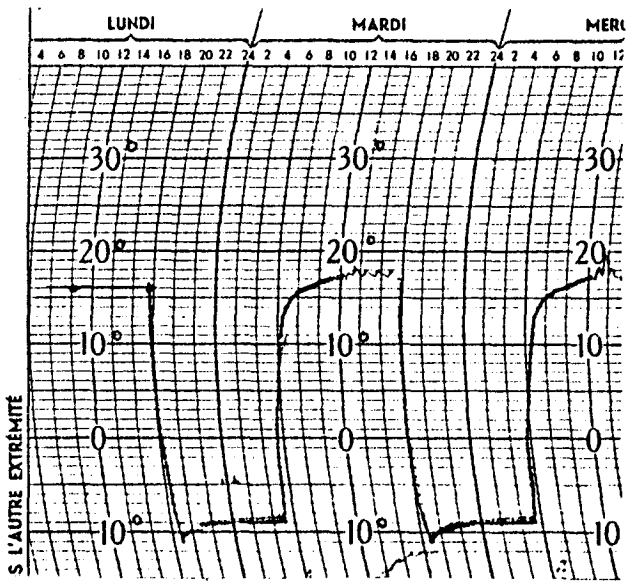
Les échantillons proviennent du Pilat et du Forez. Ils ont été choisis



4a : Gel sévère : - 28 ° C.



4 b Gel lent : - 8 ° C.



4c Gel rapide - 8 ° C.

Fig. 11.4. ENREGISTREMENT DU RYTHME THERMIQUE LORS DU 1er ESSAI A CAEN

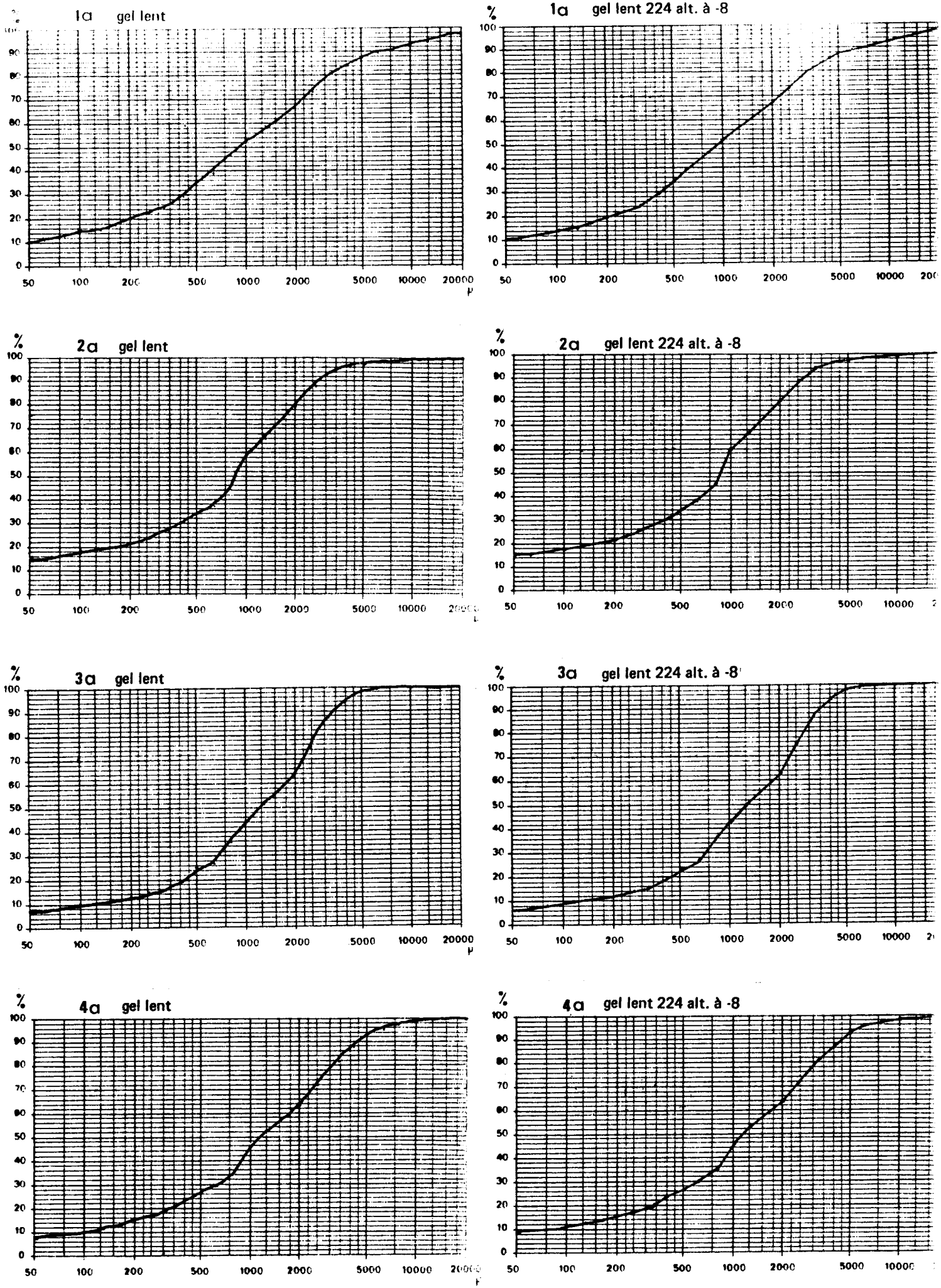
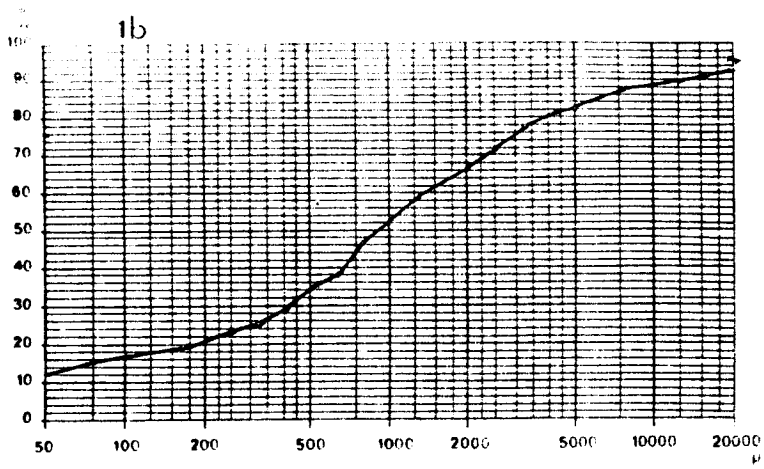
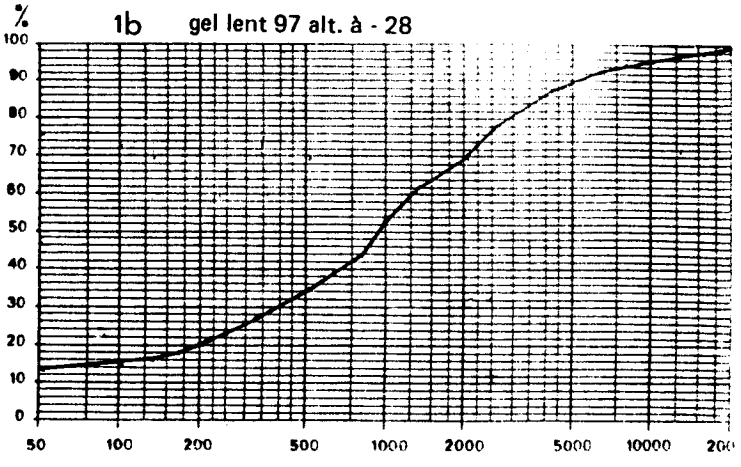
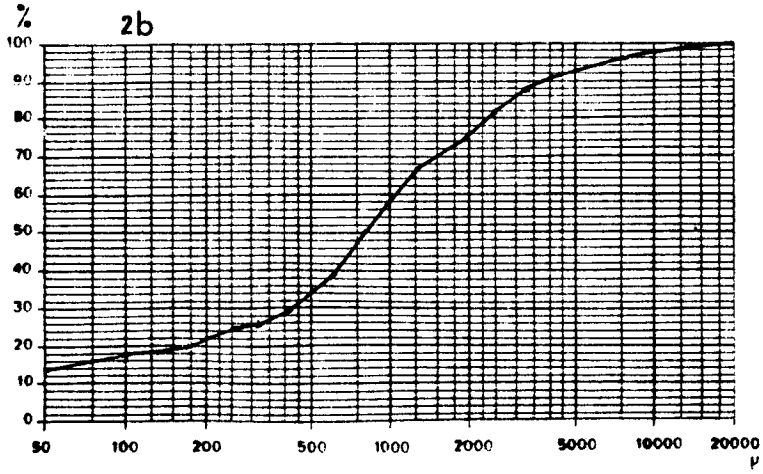
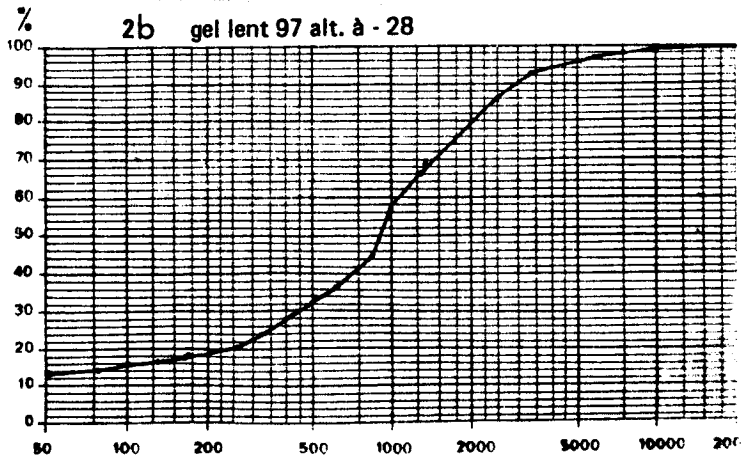


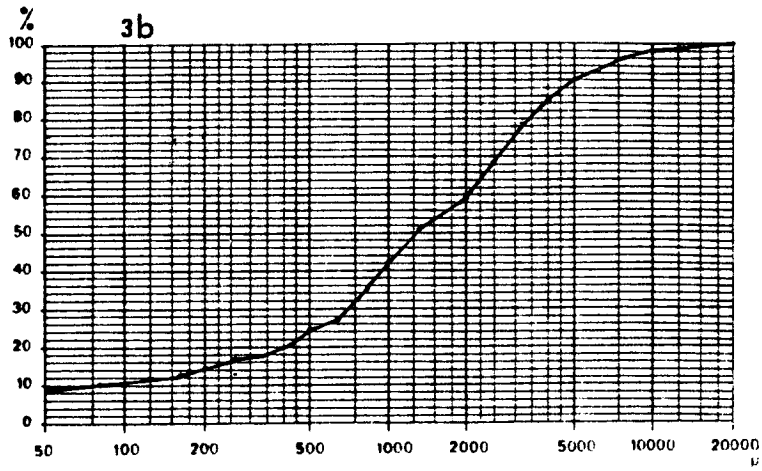
Fig. 11.5. GRANULOMETRIE AVANT ET APRES GEL LORS DU 1er ESSAI A CAEN

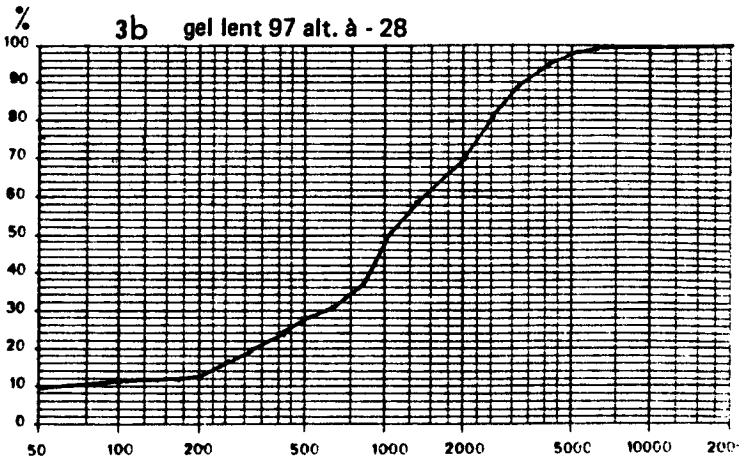

1b
%
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
50
100
200
500
1000
2000
5000
10000
20000
µ

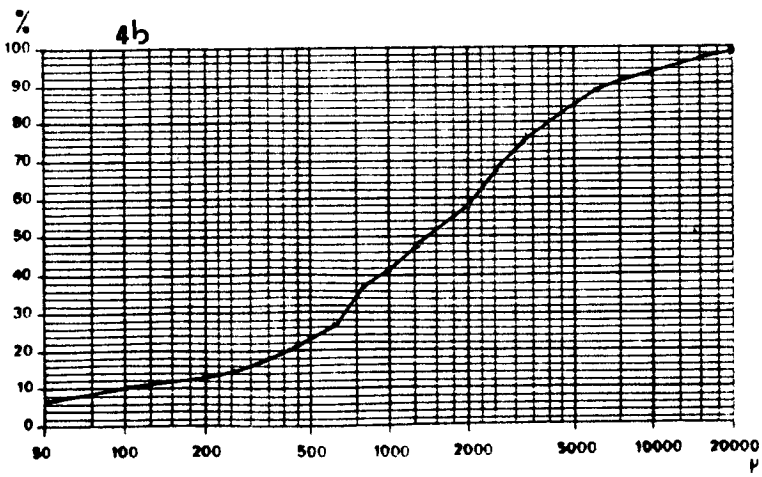

1b gel lent 97 alt. à - 28
%
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
50
100
200
500
1000
2000
5000
10000

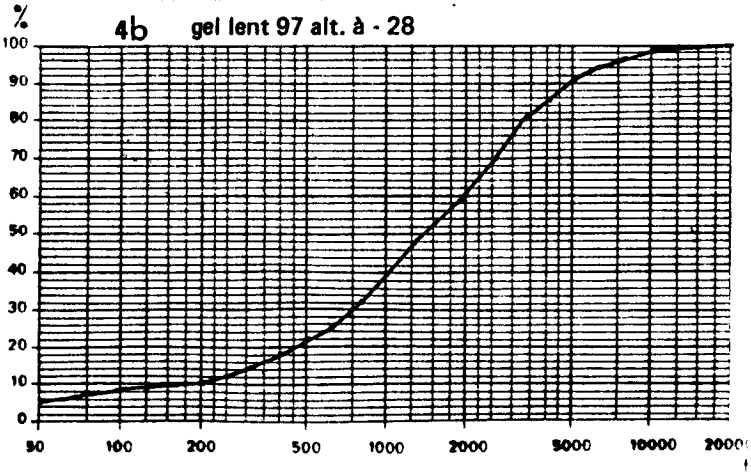

2b
%
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
50
100
200
500
1000
2000
5000
10000
20000
µ

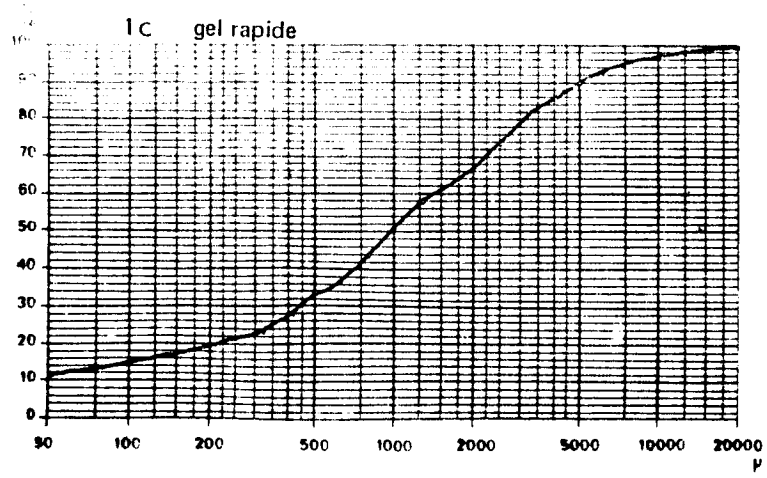

2b gel lent 97 alt. à - 28
%
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
50
100
200
500
1000
2000
5000
10000

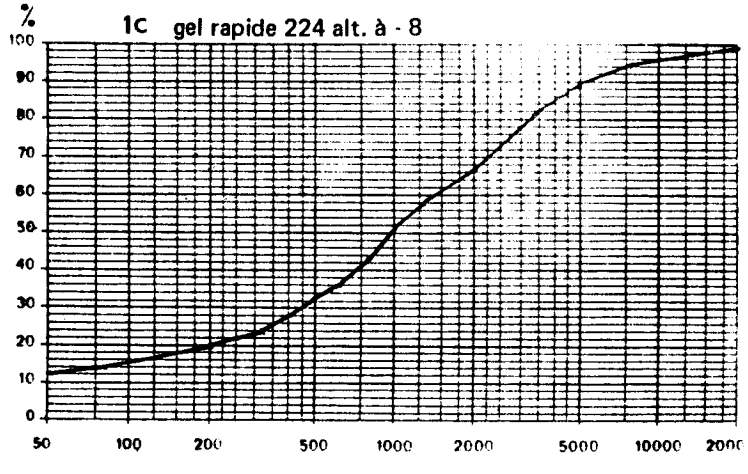

3b
%
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
50
100
200
500
1000
2000
5000
10000
20000
µ

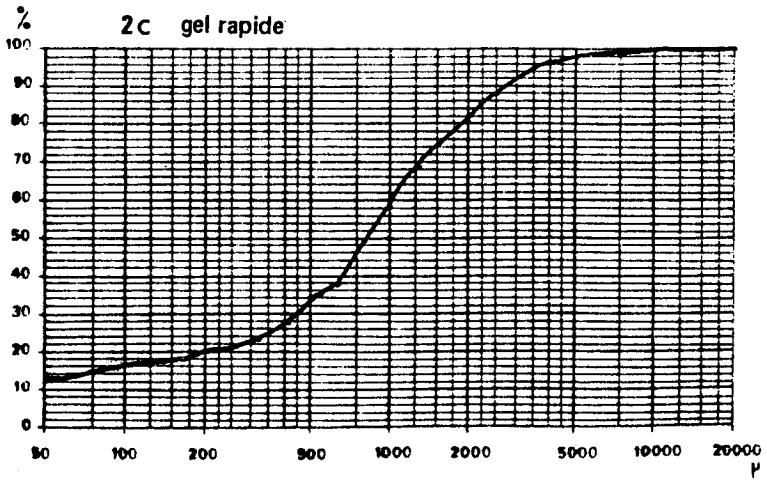

3b gel lent 97 alt. à - 28
%
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
50
100
200
500
1000
2000
5000
10000

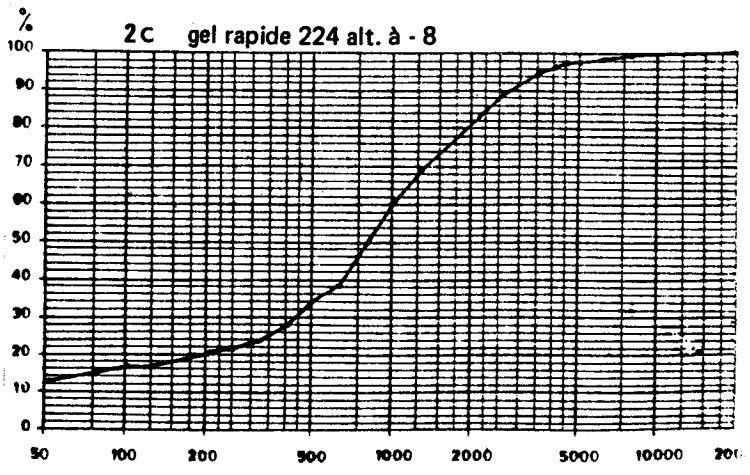

4b
%
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
50
100
200
500
1000
2000
5000
10000
20000
µ

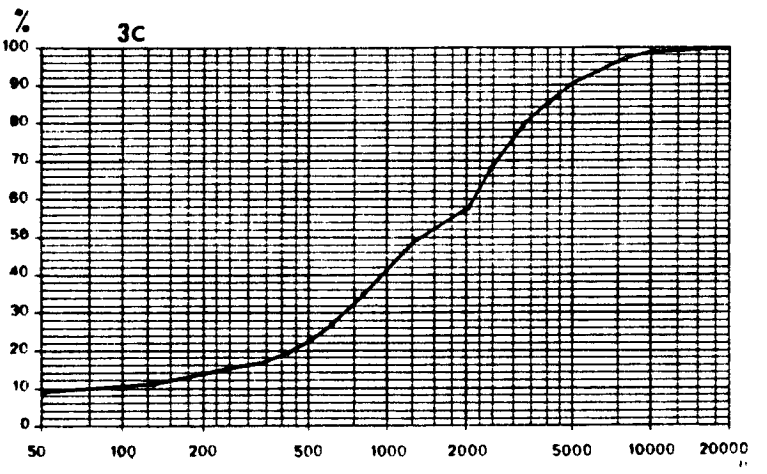

4b gel lent 97 alt. à - 28
%
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
50
100
200
500
1000
2000
5000
10000

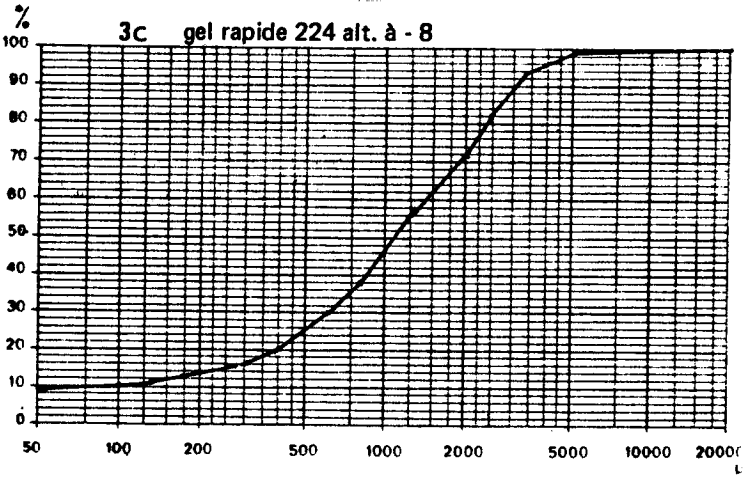

1c gel rapide
%
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
50
100
200
500
1000
2000
5000
10000
20000
μ

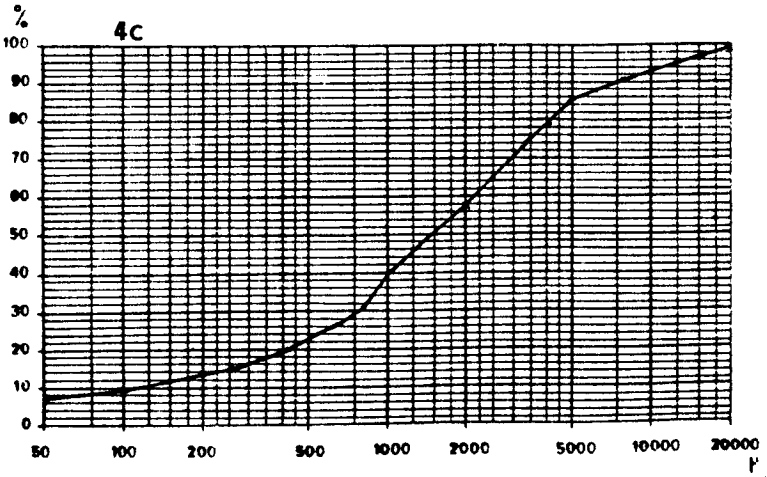

%
1c gel rapide 224 alt. à - 8
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
50
100
200
500
1000
2000
5000
10000

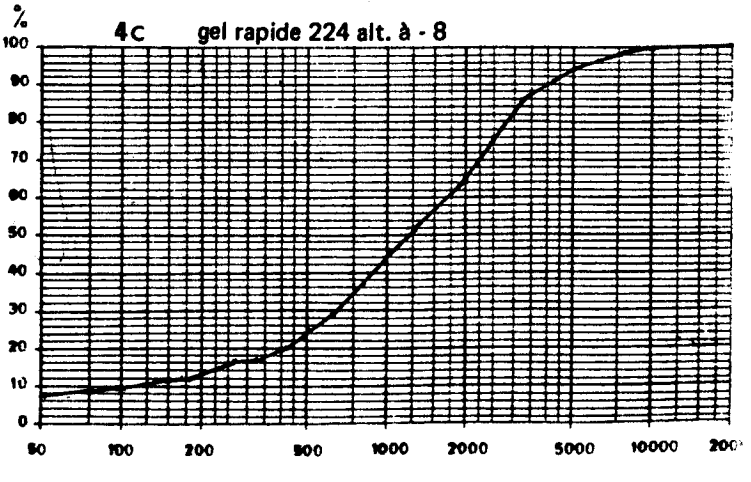

%
2c gel rapide
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
50
100
200
500
1000
2000
5000
10000
20000
μ


%
2c gel rapide 224 alt. à - 8
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
50
100
200
500
1000
2000
5000
10000


%
3c
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
50
100
200
500
1000
2000
5000
10000
20000


%
3c gel rapide 224 alt. à - 8
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
50
100
200
500
1000
2000
5000
10000
20000


%
4c
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
50
100
200
500
1000
2000
5000
10000
20000
μ


%
4c gel rapide 224 alt. à - 8
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
50
100
200
500
1000
2000
5000
10000

Echant.	Gel lent - 8°C			Gel rapide - 8° C			Gel - sévère - 28 °C			ratios		
	0,5mm	1mm	5mm	0,5mm	1 mm	5 mm	0,5 mm	1 mm	5 mm	col 1 / col 4	col 2 / col 5	col 3 / col 6
col.	1	2	3	4	5	6	7	8	9			
Echantillon												
1	0,965	0,941	0,590	1	0,924	0,50	1	1	0,583	0,965	1,01	1,18
2	1	0,952	0,428	1	1	0,312	0,985	0,977	0,642	1	0,952	1,37
3	0,962	0,838	0,133	0,955	0,926	0,100	0,946	0,896	0,500	1,007	0,904	1,330
4	0,987	0,950	0,562	0,974	0,900	0,400	0,999	0,967	0,562	1,013	1,05	1,40
moyenne	0,978	0,920	0,420	0,982	0,937	0,328	0,981	0,960	0,571	0,996	0,979	1,320

(Les chiffres donnent le rapport: $\frac{\%\text{ de grains après}}{\%\text{ de grains avant}}$ le gel pour 3 tailles.)

Faciès: 1 - Gneiss leptynique oeillé: Pilat; 2 - Granite à biotite: Les 3 croix.
3 - Anatexite sombre: les Confins (Pilat); 4- Anatexite claire à cordiérite (Les Confins Pilat).

Tab.11 .2. INTENSITE D'AMENUISEMENT SELON LE RYTHME DE GEL

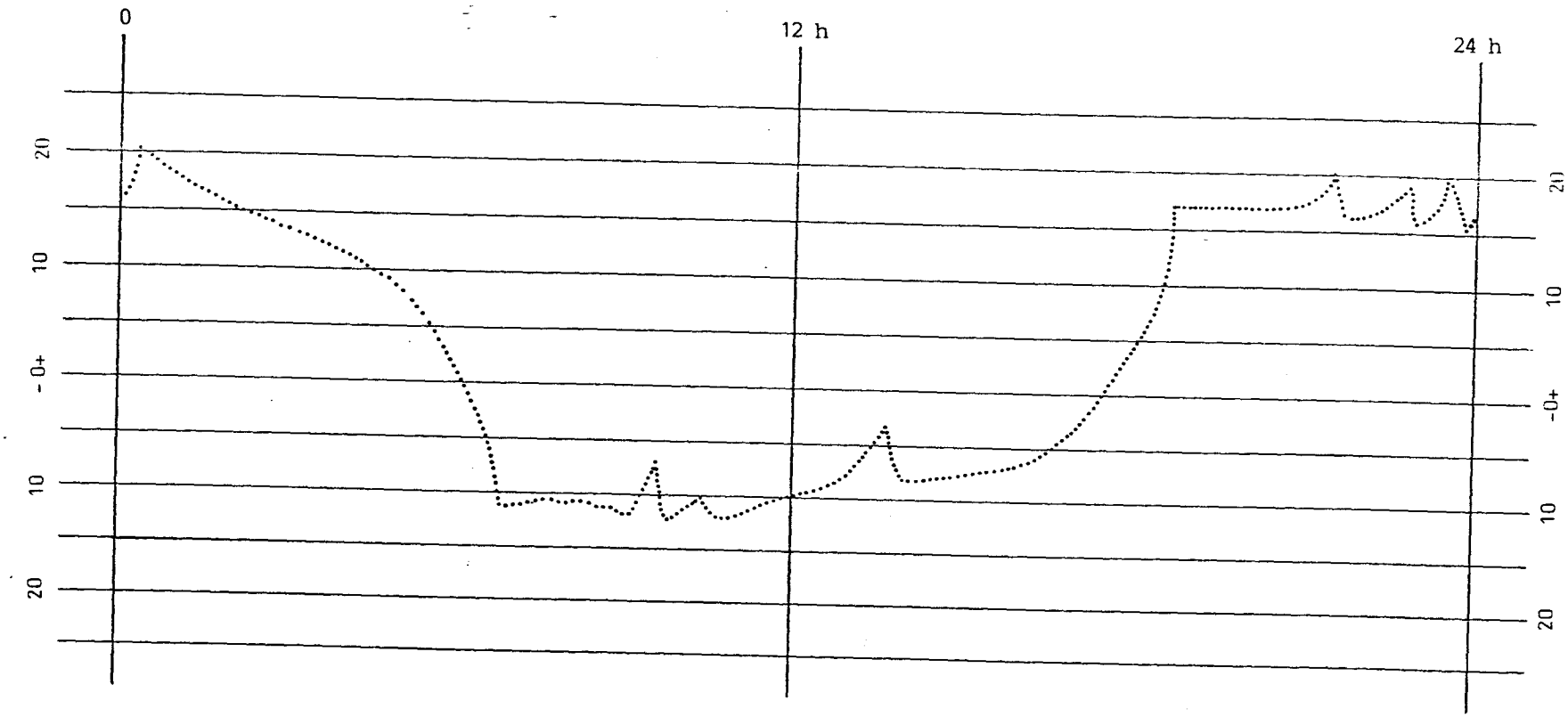


Fig. 11.6. ENREGISTREMENT THERMIQUE DE L'ESSAI SUR NEUF ARENES (2ème ESSAI A CAEN)

de manière à donner un éventail aussi large que possible des divers faciès.

- Le granite d'anatexie est représenté par l'échantillon 2 prélevé à Saint Bonnetle Courreau. Il s'agit d'un faciès à biotite sans cordiérite.
- L'anatexite sombre (éch.3) provient de la couverture anatectique du versant oriental du Forez. Sa richesse en ferro-magnésiens est nettement plus grande.
- Le granite de Chalmazel (éch.9) provient de la carrière de l'Eau Vive décrite plus haut où est défini le faciès-type. Il est représentatif d'un granite intrusif syntectonique dont la disposition structurale a été largement discutée.(6)
- La diorite provient de la même carrière de l'Eau-Vive- Les Pinasses où elle est en enclave. Contrairement aux autres échantillons, il s'agit du bloc écroulé (éch 31) (7) à 150 cycles dont les débris recueillis ont été expédiés à Caen. La genèse un peu particulière de cet échantillon devra être prise en compte dans l'interprétation des résultats.
- Le granite intrusif des Mûres-Roche en Forez est représenté par l'échantillon 5 prélevé le long de la D 44.
- Le granite de Sail est représenté par l'échantillon 4, massif intrusif grossier, calcique, appartenant aux plutons " péri-Forez" à l'histoire structurale complexe. Il est à rattacher aux granites "anciens" antérieur à l'anatexie vellave comme celui de Chalmazel.(B. BARBARIN, 1983)
- le gneiss leptynique (éch.1) provient de la couverture claire du Pilat , à proximité du chirat de Combernaud. L'échantillon 7 provient du même faciès à quelques mètres, dans un secteur où la préparation hydrothermale est certaineet a pu être mise en évidence par la présence de smectites en quantité massive.

L'échantillon 6 provient du versant méridional du Pilat: il s'agit d'une anatexite claire à cordiérite de Chaumienne correspondant au même faciès que les blocs 21 et 22.

La composition minéralogique des échantillons est rappelée dans le tableau de synthèse (Tab.11.3)

3.2.2. Les résultats de l'analyse granulométrique.

Ces résultats sont donnés par la figure n°11.7. représentant les courbes avant et après expérience.

La première conclusion est l'existence d'un amenuisement général pour tous les échantillons. Cette remarque importante et générale ne doit pas cacher les nuances selon les faciès.

* **L'importance de l'amenuisement varie dans de larges proportions.** Faible pour les échantillons 8,9,2, elle est maximale pour les 4,7,3,1. Une précision peut être fournie par la position de la médiane de la distribution: quatre groupes

---

(6) Aux chapitres 1 et 2.
(7) étudié au chapitre précédent.

	Quartz	F.pot.	Plagio.	Biotites	Muscov.
1. Gneiss lentynique.	35	30	28	4	2
2. Granite à biotite	36	19	31	11	2
3. Anatexite sombre	36	5	35	26	0
4. Granite de Sail	28	23	41	0	5
5. Granite de Roche	30	42	17	5	6
6. Anatexite claire	41	33	25	0	2
7 Gneiss leptynique	34	25	29	6	1
8.Diorite	13	0	61	23	0
9. Granite Chalmazel	33	34	27	4	2.

Tab. 11 3. COMPOSITION MINERALOGIQUE DES ROCHES–MERES DES ARENES TESTEES

Echantillon	Médiane	Différence	He	Différence
1 avant	1,6 mm	0,725	1,1	+ 0,15
1 après	0,875		1,25	
2 avant	1,9	0,3	1,15	- 0,05
2 après	1,6		1,1	
3 avant	1,92	0,92	1,3	- 0,2
3 après	1		1,1	
4 avant	0,66	0,345	1,3	- 0,05
4 après	0,315		1,25	
5 avant	1	0,3	1,3	- 0,03
5 après	0,63		1,27	
6 avant	1,37	0,51	1,23	- 0,23
6 après	0,86		1	
7 avant	1	0,5	1,85	- 0,25
7 après	0,5		1,60	
8 avant	0,9	0,18	0,7	- 0,15
8 après	0,72		0,65	
9 avant	2,6	0,15	0,9	0
9 après	2,45		0,9	
Moyenne		0,436		- 0,09

Tab. 11 4. EVOLUTION DES MEDIANES ET DES INDICES DE CLASSEMENT APRES LE GEL

d'échantillons apparaissent alors:

- le premier où la médiane se réduit de 0,15 à 0,18mm
- le deuxième où elle se réduit de O,3mm environ;
- le troisième où elle s'approche de 0,5mm
- enfin deux échantillons ont une réduction plus forte de 0,72 et 0,92mm.

Les plus fortes réductions s'observent sur les échantillons les plus dissemblables par la minéralogie, le plus clair et le plus sombre, le plus fin et le plus grossier, par la place qu'ils occupent dans l'échelle de résistance régionale, le plus "tendre" et le plus "dur" dans la mesure où l'on peut oser l'utilisation de ces termes.

Des échantillons assez voisins occupent des places très différentes dans le tableau: mieux, des deux gneiss oeillés, le plus fragile, (8) n'est pas le plus gélif: la préparation hydrothermale ne joue pas le rôle que l'on en attendrait.
Les granites clairs occupent des positions moyennes, alors que les granites de Chalmazel et surtout la curieuse diorite se singularisent par leur résistance.

Ces nuances ne semblent pas trouver d'explication logique, peut être parce que le paramètre retenu, la médiane, ne reflète pas assez fidèlement la réalité des faits.

*** L'observation des courbes permet d'identifier trois évolutions.**

- dans la première, la courbe est décalée, mais sa forme et sa pente ne changent pas; l'indice de classement reste le même;

- dans la deuxième, on constate un redressement de la courbe: celle-ci évolue rapidement du côté des gravillons mais peu vers les fines endessous de 0,2 mm (éch. 5 et 6). La médiane sous-estime l'amenuisement surtout s'il s'agit d'arènes assez grossières. Cette évolution a été signalée par G. COUDE et J.P. LAUTRIDOU (1981) pour des granites du Portugal et de Normandie.

- dans la troisième, plus complexe, les diverses parties de la courbe évoluent différemment: l'évolution est minimale au niveau des sables, là précisément où se mesure la médiane; la courbe tend à s'étaler, l'indice de classement croît. Le seul examen visuel de la courbe ne permet pas de dire si elle devient bi-modale mais elle s'en rapproche. (éch.7) Parfois même, l'évolution des gravillons est limitée mais la production de fines non négligeable.

La conclusion provisoire est que la gélivation peut affecter préférentiellement telle ou telle partie du spectre granulométrique. Si les granites à biotite et anatexites semblent connaitre une évolution sur l'ensemble du spectre conduisant à un décalage pur et simple de la courbe, certaines roches claires

connaissent une évolution plus complexe.

*** L'ajustement des courbes permet de pousser plus loin l'analyse.**

Les courbes ajustées à la distribution de ROSIN-RAMMLER sont représentées (Fig.11.8.) en coordonnées transformées, ordonnées RLLOG et abscisses PHI. Tous les coefficients de corrélation sont supérieurs à 0,97 et souvent à 0,99 sur 13 à 15 points expérimentaux déterminés par les mesures au tamisage et à la pipette.

La comparaison des moyennes est un indice de l'intensité de l'amenuisement. Cette moyenne est le paramètre C. Le diagramme (Fig.11.9a) porte la valeur de C avant et après expérience. Les échantillons se répartissent à une distance inégale de la ligne d'amenuisement nul.

La diorite se singularise par sa position sur le diagramme confirme les observations sur les courbes semi-logarithmiques. Les autres échantillons se répartissent suivant un groupe assez homogène, formant un nuage d'extension réduite: le granite de Chalmazel s' en distingue par l'importance de l'amenuisement.

On observe également qu'il n'existe pas de relation entre la taille de l'arène à l'origine et l'importance de l'amenuisement. Il n'y en a pas non plus entre la composition minéralogique et l'amenuisement: 3 et 8 sont les plus proches de la ligne d'amenuisement nul: ces deux échantillons sont les plus riches en biotite, ce qui tend à montrer que l'abondance de ce minéral n'apparaît pas comme un facteur de faiblesse vis-à-vis de la gélifraction.

Quant au voisinage sur le diagramme de faciès aussi différents que le granite à biotite, 2, et le gneiss leptynique, 1, il démontre le faible rôle de la minéralogie sur les conditions de la gélifraction.

La seconde analyse porte sur le coefficient de classement n équivalent pour cette distribution de l'écart-type de la loi normale.

Deux positions opposées sont observables sur le diagramme (Fig.11.9b). Dans un cas, le classement s'améliore: quelle que soit la valeur de n au départ de l'expérience, il y a une désagrégation des particules grossières plus rapide que la production de fines; l'amenuisement porte surtout sur la fraction la plus grossière, gravillons et sables grossiers qui est la fraction polyminérale de l'arène. Dans l'autre cas, il y a détérioration du classement: on trouve ici des échantillons mal classés à l'origine comme le 7 ou bien classés comme le 9. La production de fines est plus rapide que la désagrégation des gravillons. L'effet de l'altération hydrothermale semble indiscutable dans le développement de ce processus: l'analyse de la fraction fine aux rayons X montre l'importance de la smectite sur les échantillons 4 et 7 (Tab. 11.6). Mais ce phénomène affecte aussi d'autres échantillons comme le 1 et le 6. Ces conclusions sont en accord avec celles qui

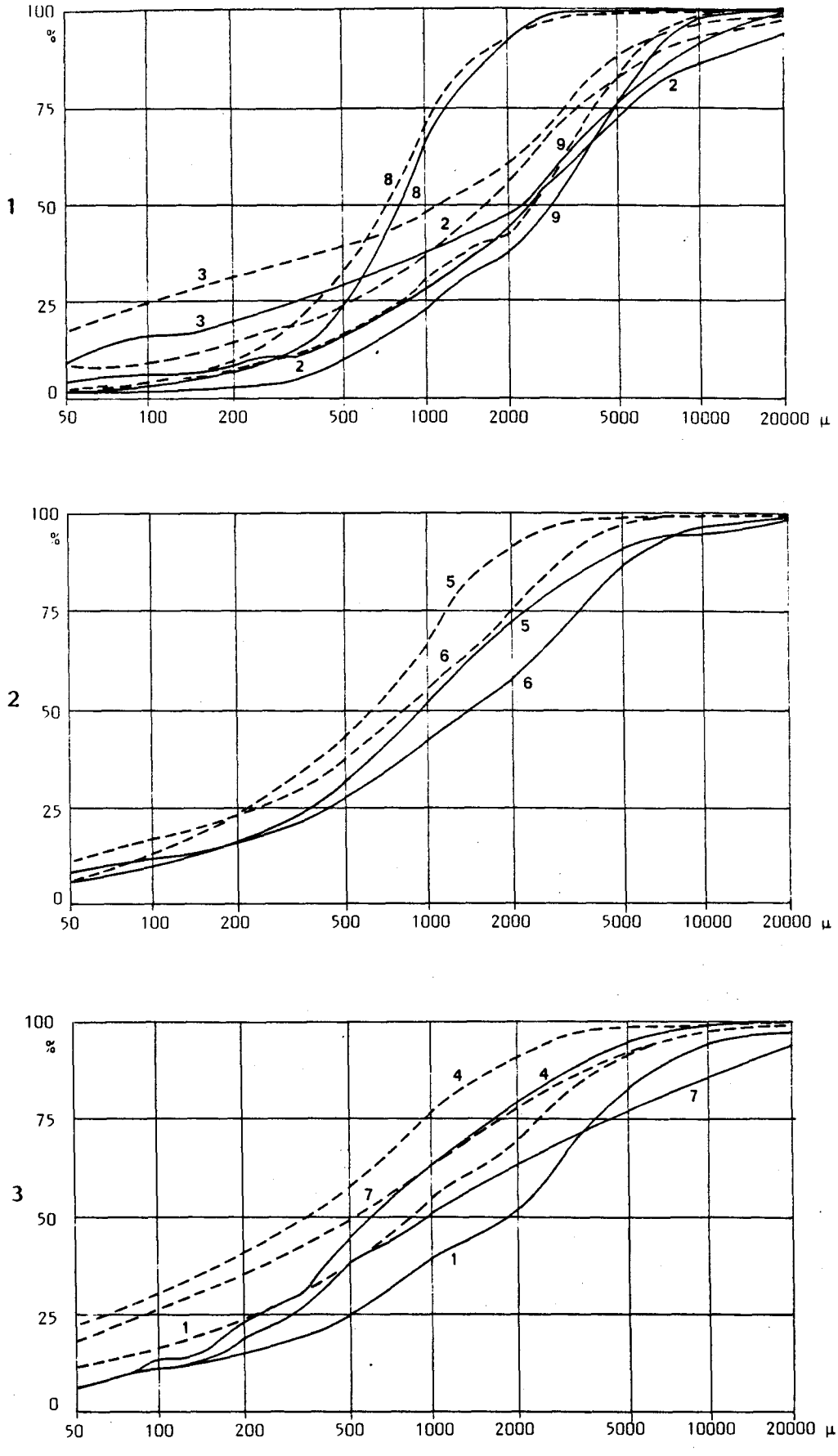
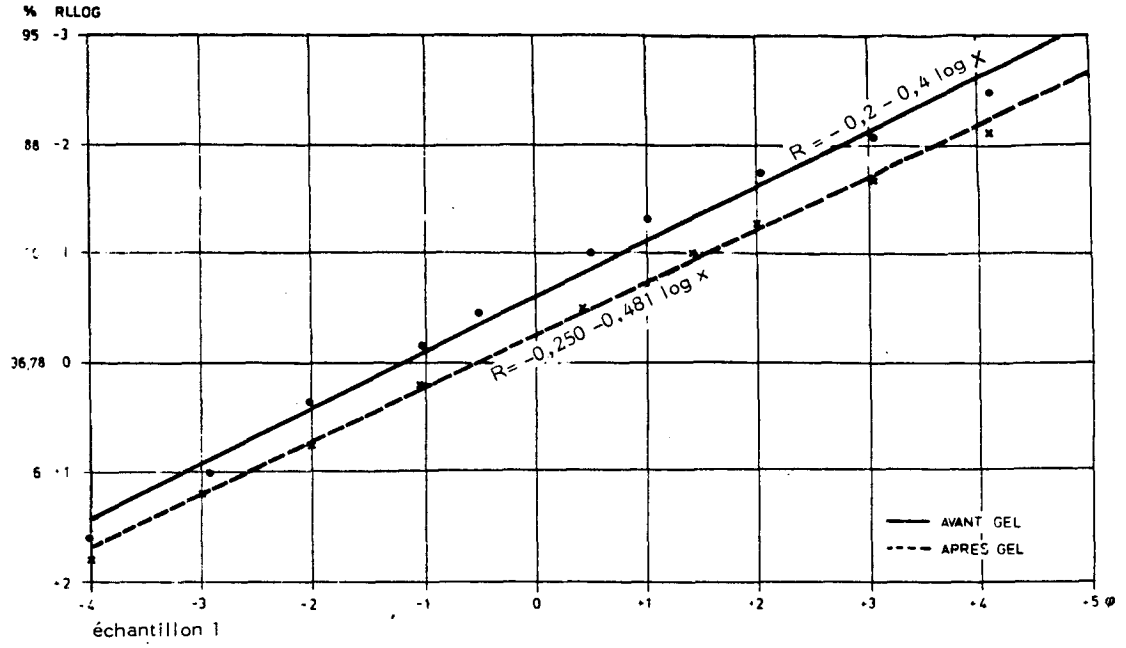
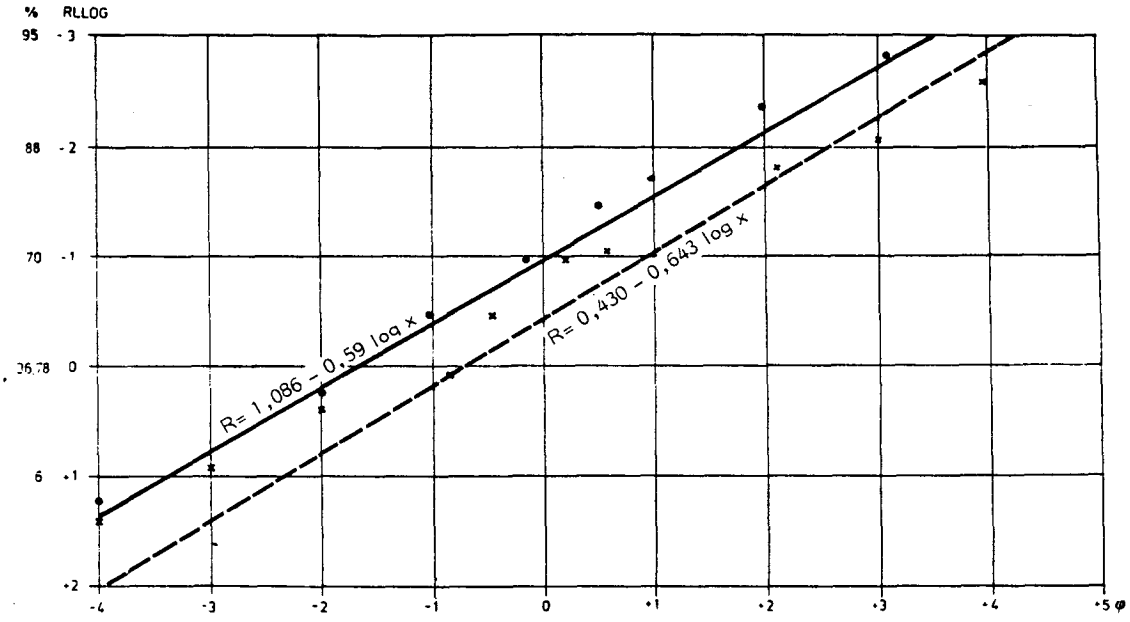


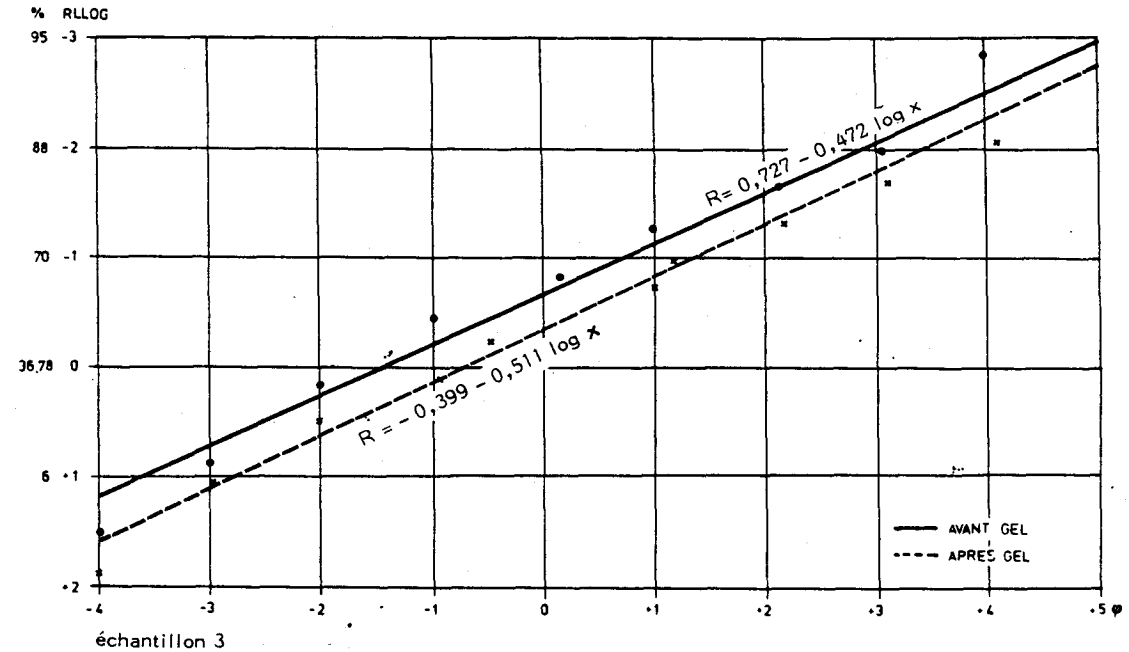
Fig. 11.7. GRANULOMETRIES AVANT ET APRES GEL LORS DU 2ème ESSAI A CAEN



échantillon 1

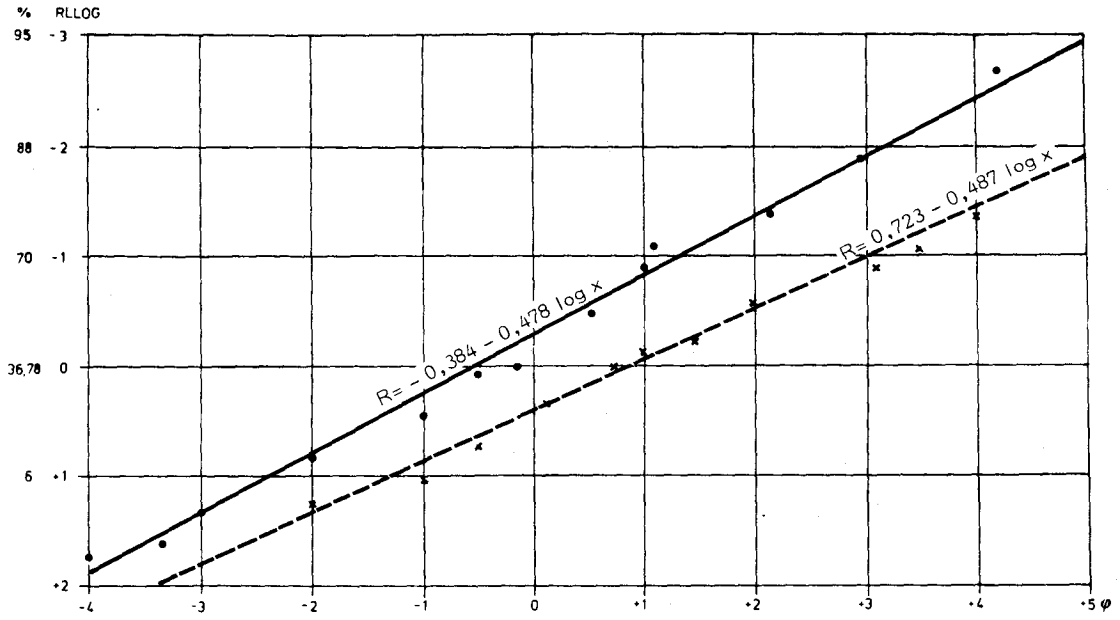


échantillon 2

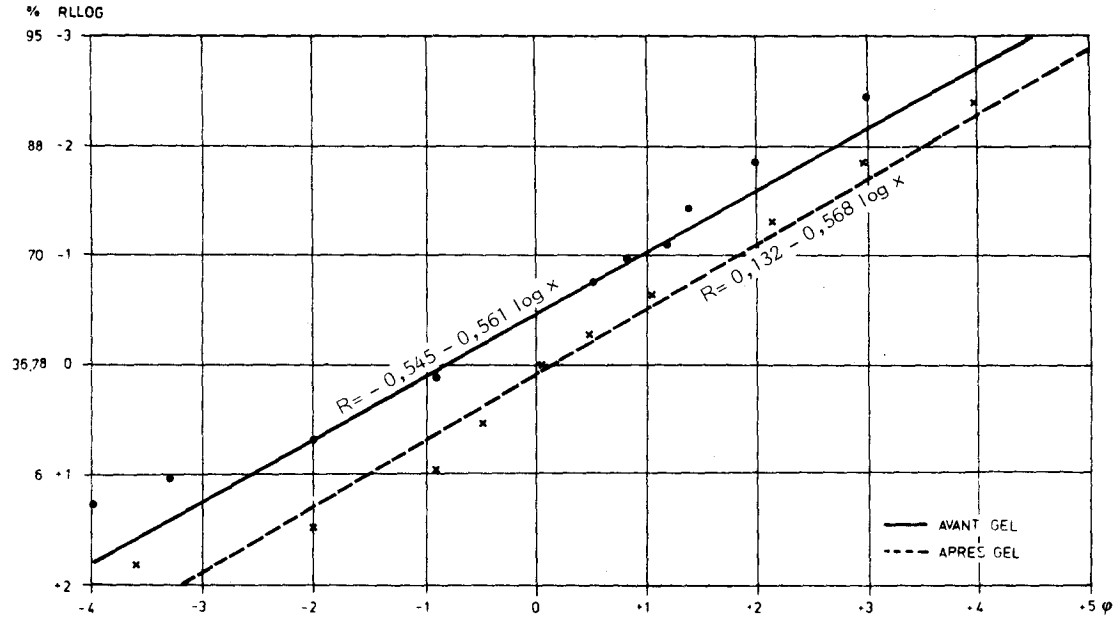


échantillon 3

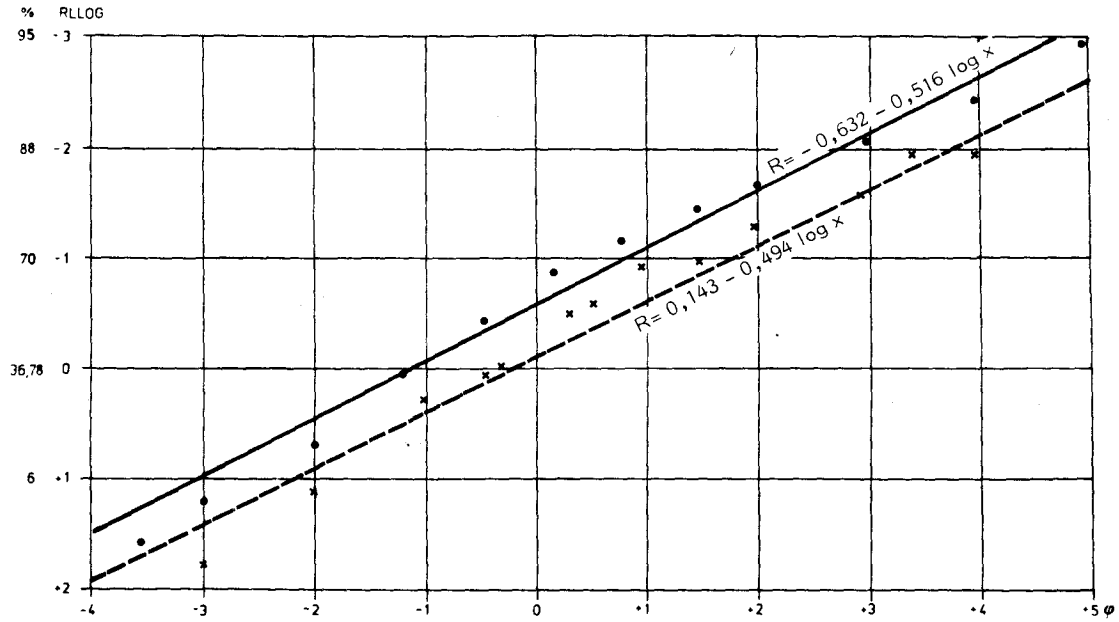
Fig. 11.8. AJUSTEMENT DES GRANULOMETRIES A LA DISTRIBUTION DE ROSIN–RAMMLER



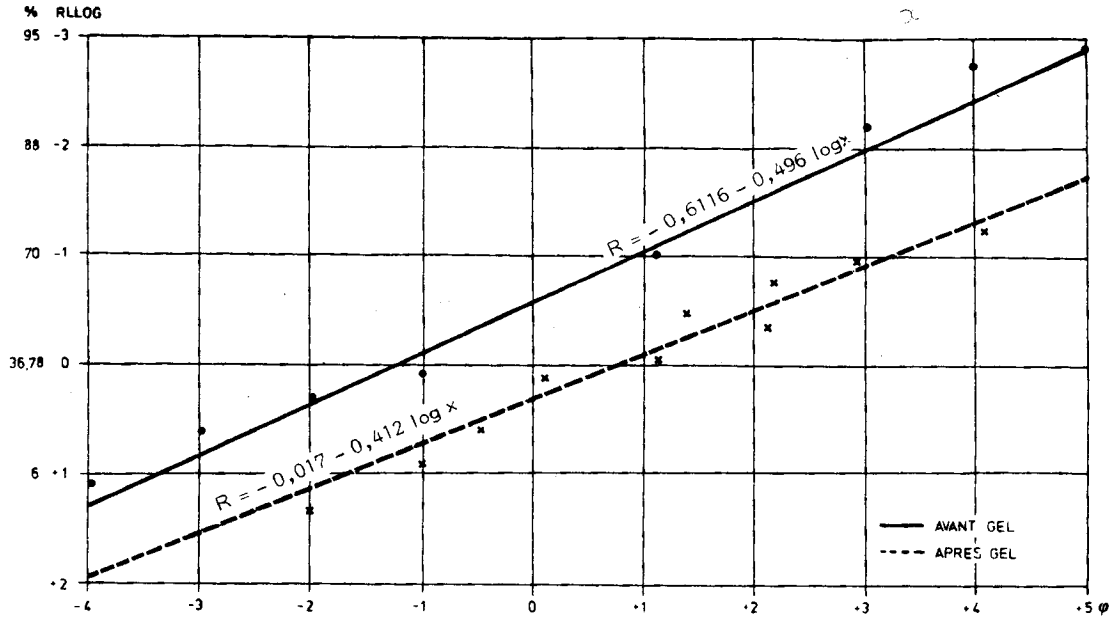
échantillon 4



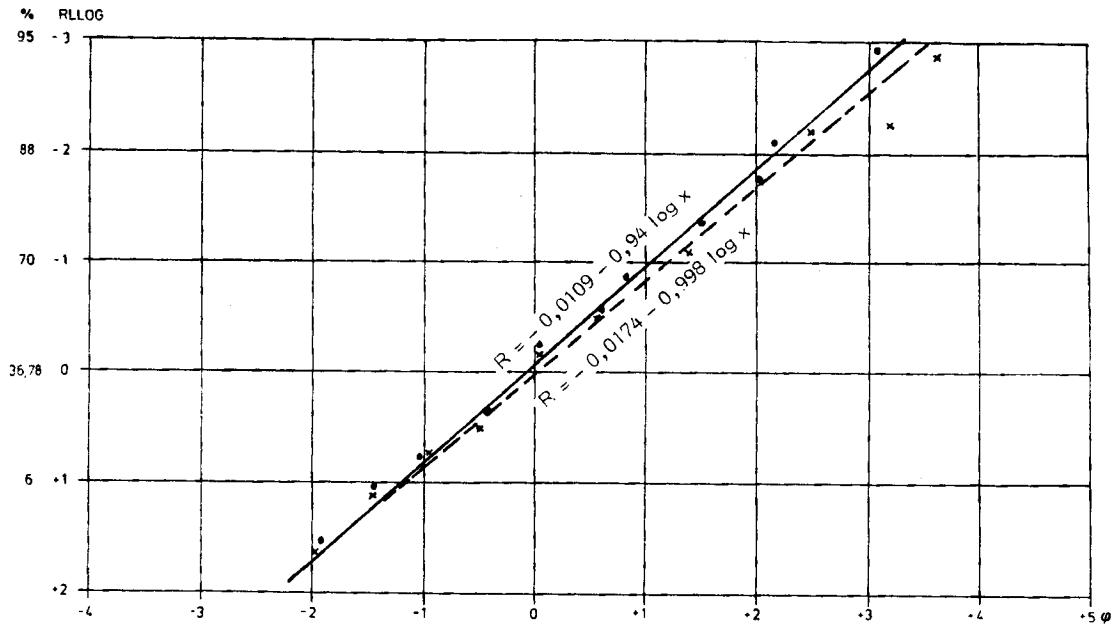
échantillon 5



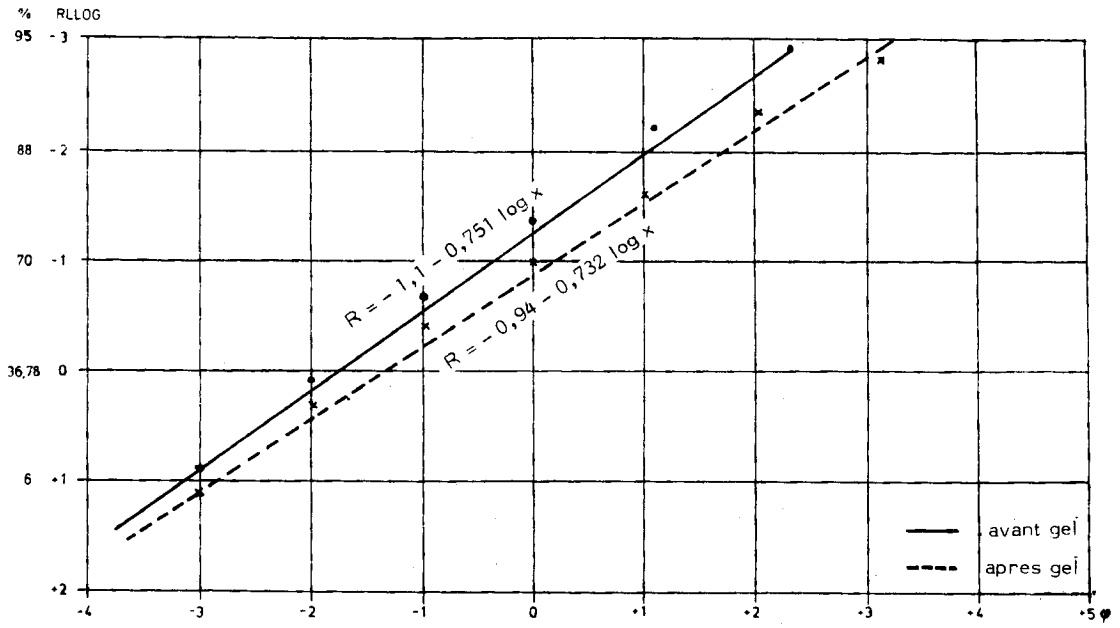
échantillon 6



échantillon 7



échantillon 8



échantillon 9

ont été faites sur les blocs: les gneiss 1 et 7 sont dérivés des mêmes faciès que les blocs 18, l'anatexite 6 que les blocs 21 et 22, échantillons qui se sont signalés par l'importance de leur production de fines.

La divergence de l'évolution des leucogranites est à souligner: le granite de Roche se comporte de manière semblable au granite à biotite, bien que sa composition soit nettement plus alcaline, le granite de Sail se rapproche des couvertures claires du Pilat bien que sa composition soit plus calcique et proche du granite d'anatexie.

Malgré une production de fines relativement importante, l'ajustement à la distribution de ROSIN-RAMMLER reste aussi satisfaisant que pour le premier groupe d'échantillons: seule la valeur du paramètre n change; **en aucun cas l'abondance des fines ne donne lieu au développement d'une courbe bimodale: elle reste dissymétrique mais avec un seul maximum.**

3.2.3. Amenuisement et minéralogie.

Trois tableaux et deux diagrammes résument les données de l'analyse minéralogique des sables, deux tableaux celle des poudres et des argiles.

La minéralogie des sables est délicate à interpréter.(Tab.11.5)

* **La teneur en polyminéraux a diminué:** il y a diminution par dislocation plus ou moins rapide des agrégats polyminéraux et production de monominéraux mono-ou poly-cristallins. Il s'agit là **de désagrégation granulaire au sens strict.** Elle s'exerce sur tous les échantillons, surtout aux grandes tailles, à 1mm notamment. Elle est particulièrement rapide pour les arènes 1 et 9 et, dans une mesure moindre, les 7,6 et 4.

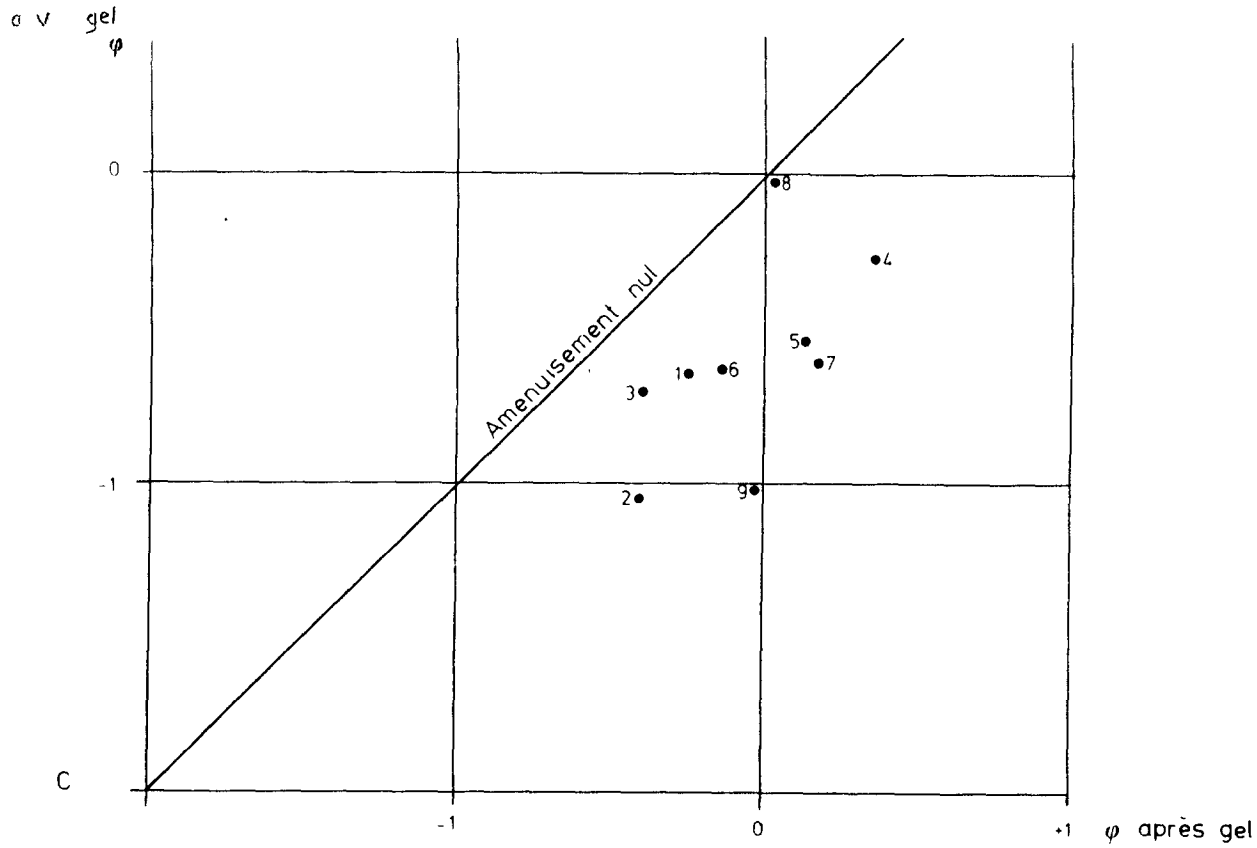
Aux tailles inférieures, des différences positives peuvent apparaître: l'origine de ce phénomène doit être recherché dans une double direction:

-un amenuisement relativement plus lent des polyminéraux que des minéraux , donc d'un enrichissement relatif.

-d'une production massive de polyminéraux de petite taille en provenance des gravillons: dans ce cas, les plans de contact entre minéraux ne constitueraient pas les plans de faiblesse exploités préférentiellement par la gélivation.

Afin de juger laquelle des deux interprétations mérite d'être retenue,le diagramme n°11.10 a été construit à chaque taille de grains, en prenant en compte l'importance respective des refus de chaque tamis avant et après expérimentation. Il est ainsi possible de préciser s'il y a augmentation absolue ou diminution absolue du nombre de grains de chaque espèce minérale.

La position des points montre que les échantillons 9 et 7 ont une forte réduction de polyminéraux au moins jusqu'à 0,5mm. La disparition rapide des polyminéraux à 0,2 mm illustre l'efficacité de la désagrégation pour les échantillons 2,5,7,9. Toutefois, aux tailles moyennes, une augmentation nette de leur nombre



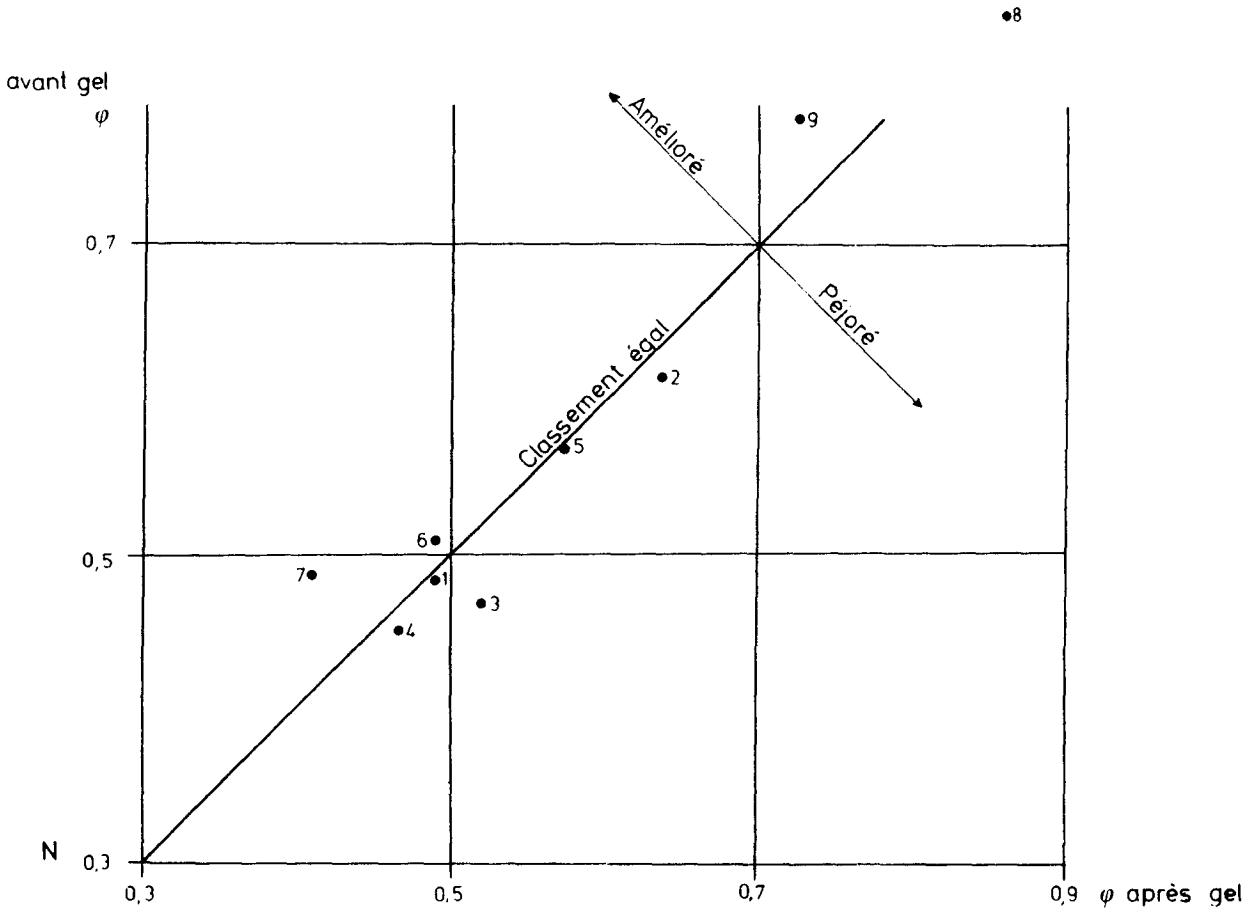


Fig. 11.9. VALEUR DES PARAMETRES C ET n AVANT ET APRES ESSAI

		QUARTZ			FELDSPATH POTASS.			FELDSPATH PLAGIO.			MUSCOVITE			BIOTITE			POLYMINERAUX		
		1mm	0,5	0,2	1mm	0,5	0,2	1mm	0,5	0,2	1mm	0,5	0,2	1mm	0,5	0,2	1mm	0,5	0,2
A	1	0	37,8	34,9	0	21	14	2	12,8	25,8	1	0	12,5	0	1,3	0	94	27	12,5
	2	38	34,8	24	26	24,5	32,5	13,6	22,1	22,5	0	2	7,5	4	1,2	5,2	17,8	15,2	8,2
	3	35,8	19,7	36	24	19,7	16	20	37,2	13	3	5,8	18	0	7	3	16	10,4	11
	4	3,4	37,3	30,2	3,4	15,8	38,2	2	4,7	8	2	11,9	12,7	0	0	0	88,6	30,1	10,8
	5	27,8	49,4	65	26	11,4	18	6,9	3,8	8,5	-	0	0	0	0	3	35,6	23,3	6,5
	6	32	55,2	53,7	16	21,7	18,5	11	9,6	17,2	1	0	0	1	0	1,2	40	12,1	8,6
	7	21,4	60	75,4	7,8	6	11,6	2,8	3	3	0	0	0	0	4	1,8	68,5	28	7,9
	8	0	7,1	0	7	-	0	32,6	40,5	61	0	0	0	6,4	35	39	53	18,4	0
	9	5	55	38	2	11,8	14,4	3	5,5	11,8	0	2,1	9,3	0	5	5	90	20,3	21,2
B	1	18,3	27	25	30	25	9,8	18,3	20	45	1,6	2	11,2	0	0	0	31,6	25	8,4
	2	35,3	24	72,7	15,3	19,1	13,6	34,1	25,7	10,9	0	0	2,7	0	4	0	15,3	25,2	0
	3	28,2	22,7	27,7	29,4	14,5	7,5	20	37,2	33,9	0	4	15	0	3,2	0	22	18,8	13,6
	4	20	14,9	44	3,4	17	22,8	0	19,7	21,6	1,4	0	4	0	0	0	74,7	48,2	7,2
	5	15,5	13,7	31,5	15	20,6	1	2,7	24,1	35,7	3,7	2,3	3,1	0	8	28	62,5	31	0
	6	23,2	27,6	35,2	37,2	33,8	27,4	11,6	23	21,5	0	0	0	0	0	7,8	28	13,8	7,8
	7	1,7	34,3	55	20,6	29,8	7,7	27,5	6,2	25,2	0	5,3	11	1,7	4	11	48,2	20,3	0
	8	6	17,6	4	0	I,4	0	42	44	90	0	0	0	10	36	8	41	0	0
	9	32	17	31,8	20,3	22	29,5	26,5	24,5	28,4	4,6	4,5	4	0	3	3,8	15,5	28	3,4
C	1	+18,3	-10,8	- 9,9	+ 30	+ 4	- 4,2	+16,3	+ 7,2	+19,2	+ 0,6	+ 2	- 0,7	0	- 1,3	0	-62,4	- 2	- 4,5
	2	- 2,7	-10,8	+48,7	- 9,7	- 5,4	-18,7	+20,6	+ 3,6	+11,6	0	- 2	- 4,8	- 4	+ 2,8	- 5,2	- 2,3	+10	- 8,2
	3	+ 7,6	+ 3	-10,3	+ 5,4	- 5,2	- 8,5	0	0	+20,9	0	- 1,8	- 8	0	- 3,8	- 3	+ 6	+ 8,4	+ 2,6
	4	+16,4	-22,4	+13,8	0	+ 3,2	-15,4	- 2	+15	+13,6	- 0,6	-11,9	- 7,3	0	0	0	-13,9	+18,4	- 3,6
	5	-12,3	-35,7	-33,5	-15,7	+ 9,2	-17	- 4,7	+20,3	+27,2	+3,4	+ 2,3	+ 3,1	0	+ 8	+25,5	+33,3	+ 7,7	- 10,8
	6	- 8,8	-27,6	-22,1	+21,2	+12,1	+ 8,9	+ 0,6	+14	+ 4,5	- 1	0	0	- 1	0	+ 6,6	-12	+ 1,8	- 0,8
	7	-19,7	-25,7	-20,4	+12,8	+23,8	+ 3,9	+24,7	+ 3,2	+22,2	0	+ 5,3	+11	+ 1,7	0	- 0,6	-20,3	- 7,3	- 7,9
	8	+ 6	+10,5	+ 4	- 7	+ 1,4	0	+ 9,4	+ 3,5	+29	0	0	0	+ 3,6	+ 1	-31	-12	-18,4	0
	9	+27	-38	- 6,3	+18,3	+10,2	+ 15,1	+23,5	+19	+16,6	+ 4,6	+ 2,4	-5,3	0	- 2	- 1,2	-74,5	+ 7,7	-17,8

A : Avant le gel; B : Après le gel; C: Différence avant et après le gel.

Tab. 11.5. MINERALOGIE DES SABLES DES ARENES AVANT ET APRES GEL

est visible sur le 4, le 5, le 3 par division des plus grands individus.

* **Le comportement des plagioclases** est assez clair à analyser: la tendance générale est à l'augmentation de leur nombre après le gel. Ils proviennent, pour l'essentiel, des polyminéraux. Il y a presque toujours augmentation absolue de leur nombre. Cet enrichissement est surtout marqué pour le 5, acessoirement pour le 9, et les 4 et 7 aux petites tailles. S'il existe une division de ces minéraux, elle est secondaire par rapport à leur production à partir des polyminéraux.

Il existe une certaine corrélation, visible sur le diagramme à 0,5 mm entre la quantité de polyminéraux présente et l'augmentation des plagioclases en teneur brute. (Ech. 4.9.5)

Aux petites tailles, le phénomène se ralentit: l'échantillon 2 en perd même dès lors qu'il n'y a plus de polyminéraux pour en produire.

* **La production de quartz est abondante.** Minéral réputé résistant, son pourcentage devrait s'accroître d'autant qu'il est souvent associé à d'autres espèces dans les grains polyminéraux. Ce phénomène est loin d'être général: il est observé aux grandes tailles sur le 1 et le 9 seulement. A toutes les tailles, on observe une diminution de la teneur relative, parfois dans des proportions très importantes (5,6,7). Ce comportement doit être imputé à **une division des quartz** plus qu'à une faible production de ce minéral lors de la désagrégation des polyminéraux. On observe en effet sur la figure 11.10. une diminution nette de leur nombre sur chaque tamis. A 0,5 mm, l'effectif est divisé par des valeurs supérieures à 2 pour l'échantillon 4, le 5, le 7, à 1,8 pour le 6. Seuls les 3, 9, et 1 retrouvent après 500 cycles à 0,5mm, unnombre de quartz égal à celui du début de l'essai.

Le quartz est, de loin, le minéral le plus divisé par le gel renversant l'échelle de résistance usuellement établie.

A 0,2 mm, la division se poursuit encore sur certains échantillons comme le 7, le 3, le 5, le 6.

* **Les feldspaths potassiques** sont souvent bénéficiaires en pourcentage parfois de manière importante, (6 et 9), mais les quantités sont souvent faibles. En règle générale, la production par dislocation des polyminéraux l'emporte sur la division à toutes les tailles. Toutefois, quelques faiblesses affectent les feldspaths potassiques du granite de Sail à toutes les tailles. A 0,2mm, lorsque l'apport par les polyminéraux n'intervient plus, le déficit est général et peut

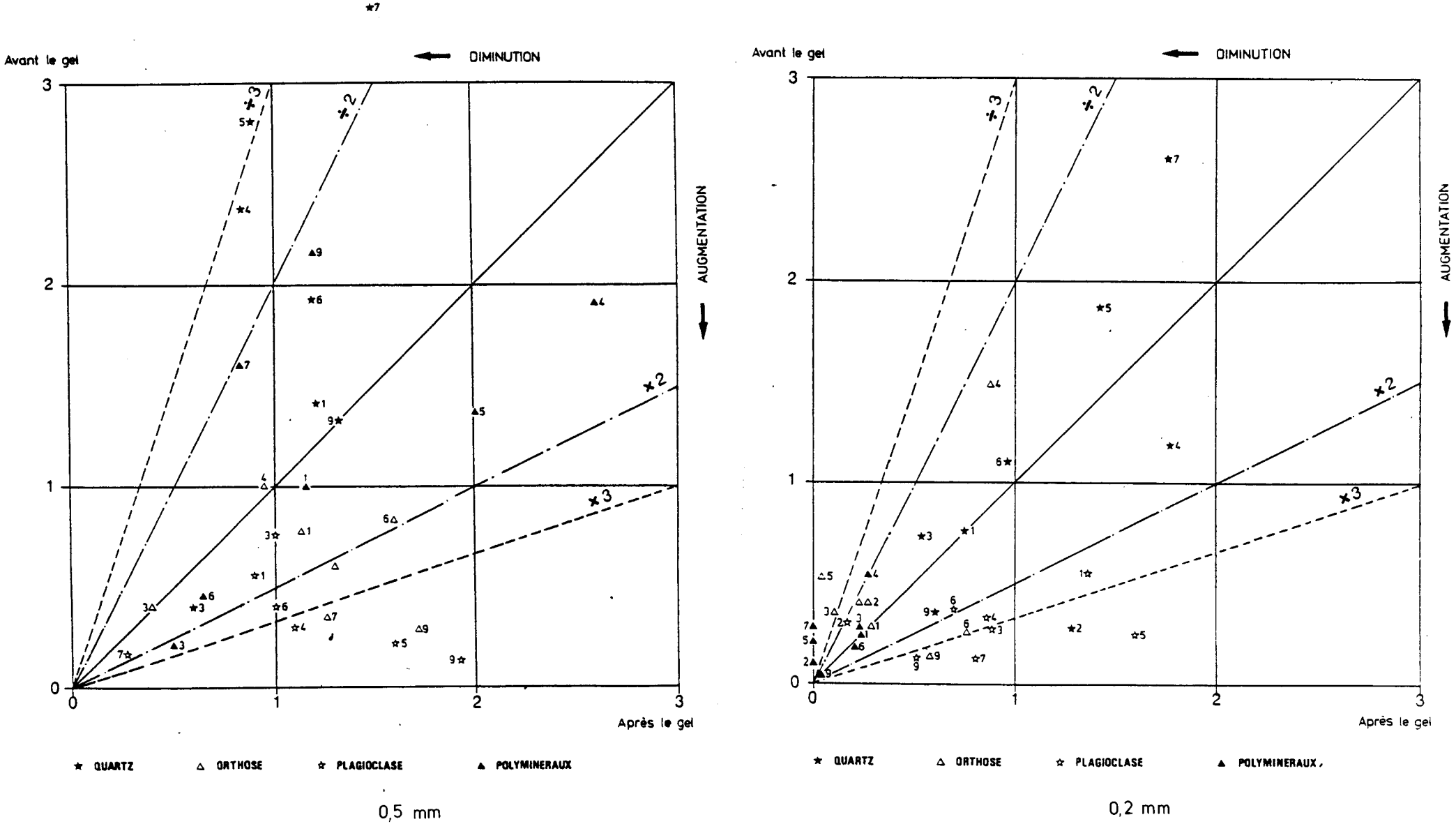


Fig. 11.10. AMENUISEMENT DES MINERAUX APRES 500 CYCLES DE GEL

atteindre des valeurs fortes.

Cette diversité du comportement du feldspath potassique mérite quelque recherche: une première voie serait la mise en valeur des variations de composition chimique: ces nuances ne semblent pas déterminantes: il s'agit partout d'orthose, sauf pour le granite de Roche où il s'agit d'un microcline qui ne réagit pas différemment. Le feldspath potassique du granite de Chalmazel contient en grande quantité des inclusions de plagioclase qui auraient pu constituer des éléments de faiblesse; il n'en est rien.

Une seconde voie est l'histoire tectonique etl'histoire magmatique de ces minéraux. Le feldspath du massif du Velay, de ses venues intrusives et de ses couvertures métamorphiques présente quelque faiblesse. Celle du massif de Sail l'est encore plus à cause de la présence de fissures ouvertes à la périphérie de ce massif. En revanche, les autres massifs prévellaves ont des feldspaths potassiques plus résistants.

En résumé, l'évolution minéralogique des sables est complexe. Aucune règle absolue ne peut être dégagée. Elle est le résultat d'un bilan entre la dislocation des polyminéraux et la division des monominéraux. La fragilité des polyminéraux et du quartz en raison de ses inclusions et de sa structure souvent polycristalline est à souligner.

En revanche, l'expérience n'a pas été poursuivie assez longtemps pour permettre la mise en évidence d'une taille-limite de comminution des débris.

La poursuite de la division des quartz et des orthoses à 0,2mm, leur présence en quantité notable dans les poudres inférieures à 50 microns, laisse penser que cette limite est inférieure à cette taille. L'intensité et les limites de cet amenuisement pourront être observées par une reprise de l'expérimentation pendant un millier de cycles au moins. La disparition de polyminéraux fournisseurs de minéraux frais acquise au bout des 500 premiers cycles, pourra davantage permettre l'observation et la mesure d'une éventuelle comminution.

L'examen des poudres révèle la part écrasante des minéraux primaires.

La part des argiles n'est notable que pour les échantillons 3,4,7. (Tab.11.6) Pour le premier, la kaolinite semble être dominante, pour les deux autres , les smectites traduisent une altération hydrothermale préalable. Pour les autres échantillons, la part des argiles n'est que de 10 à 20%. Il est faible et n'est pas affecté par l'essai.

La production de **micas** est limitée: elle n'est que faiblement supérieure après 500 cycles à ce qu'elle était au départ. Il s'agit d'une micro-division des biotites et des muscovites.

Les feldspaths sont plus ou moins abondants: la production de plagioclases est forte dans l'échantillon 1 (+10%), le 5 et le 8, dans une mesure moindre, le

ECHANTILLON	Kaolinite	Smectite.	Chlorite	Argiles	Micas	Quartz	F. Plagio	F Potass.	Autres
1 avant gel				20	15	40	15	10	
1 après gel				15	20	30	25	10	
2 avant gel			5	5	10	55	20	5	
2 après gel			5	10	10	60	10	5	
3 avant gel	40	30			10		10	10	
3 après gel	45	30			15		5	5	
4 avant gel	10	25			10	35	10	10	
4 après gel	10	25			10	35	10	10	
5 avant gel			15	10	10	30	20	15	
5 après gel			10	10	10	25	30	15	
6 avant gel			5	15	10	40	20	10	
6 après gel			5	15	10	25	30	15	
7 avant gel		50			5	30	5	10	
7 après gel		50			5	30	5	10	
8 avant gel				5	20	25	20	20	
8 après gel				5	20	20	30	25	
9 avant gel				5	5	30	25	10	25
9 après gel				5	10	30	25	15	15

Tab. 11 6. MINERALOGIE DES POUDRES AVANT ET APRES LE GEL

ECHANTILLON:	Kaolinite	Smectite	Micas	Interstr. 14-14	Interstrat. 10-14	Chlorite	Autres	Quartz
1 avant gel	?	60	10	30				
1 après gel		50	15	35				
2 avant gel	20	15	15			50		+
2 après gel	20	30	20			30		+
3 avant gel	25	70	5				+	+
3 après gel	20	70	10					
4 avant gel	5	90	5					+
4 après gel	5	90	5					+
5 avant gel	20	55	10	15				
5 après gel	20	50	10	20				
6 avant gel	45		15	30	10			
6 après gel	40		15	35	10			
7 avant gel	5	95	5					
7 après gel	5	95	5					
8 avant gel	+ mal cr		+				Gibbsite	
9 avant gel	+ mal cr		+				Feldsp	

Analyses: M.N. LE COUSTUMER.

Tab. 11 7. MINERALOGIE DES ARGILES AVANT ET APRES LE GEL

6. La production de potassiques n'est supérieure à la moyenne que pour le granite de Chalmazel et la diorite.

Le quartz est le minéral produit majoritairement. Il n'est absent que pour l'anatexite sombre (éch.3). Sa production est rapide pour les échantillons 2, 6, plus lente pour le 1, le 5, le 9.

Enfin, il faut souligner qu'un groupe d'échantillons semble produire les différentes espèces en quantité égale: il s'agit des 4,7,3, échantillons où les semctites sont les minéraux argileux les plus représentés.

Ces observations recoupent celles qui ont été faites sur les sables: l'intense division des quartz, observée aux grandes tailles, explique la part importante de ce minéral dans les poudres. Lorsque les quartz présentent une bonne tenue dans les sablons, leur quantité dans les poudres s'en trouve relativement réduite (éch. 1 et 5.)

L'augmentation sensible du pourcentage des quartz observéesur certains échantillons (2) à la taille des poudres semble confirmer qu'il existe une division assez rapide des quartz à la taille des sables conduisant à la formation de poudres.

4.LA MIGRATION DES FINES DANS L'ARENE

Le problème de la migration des particules fines dans une arène a été évoqué à plusieurs reprises au cours de ce travail: tout raisonnement sur la distribution des fines dans l'arène doit prendre en compte cette éventualité. Afin de disposer d'éléments précis permettant d'estimer l'influence éventuelle des redistributions de fines dans un profil, le recours à l'expérimentation s'est révélé nécessaire. L'objectif est de mettre en lumière si une différenciation de lits granulométriques est possible dans une arène homogène sous l'action du gel et du dégel.

4.1. LA DEFINITION DU PROJET.

4.1.1. Le choix de l'arène.

L'arène a fait l'objet d'un prélèvement à la pelle de 10 kg dans la carrière des Sagnes à proximité des Trois Croix. Il s'agit d'une arène meuble épaisse de

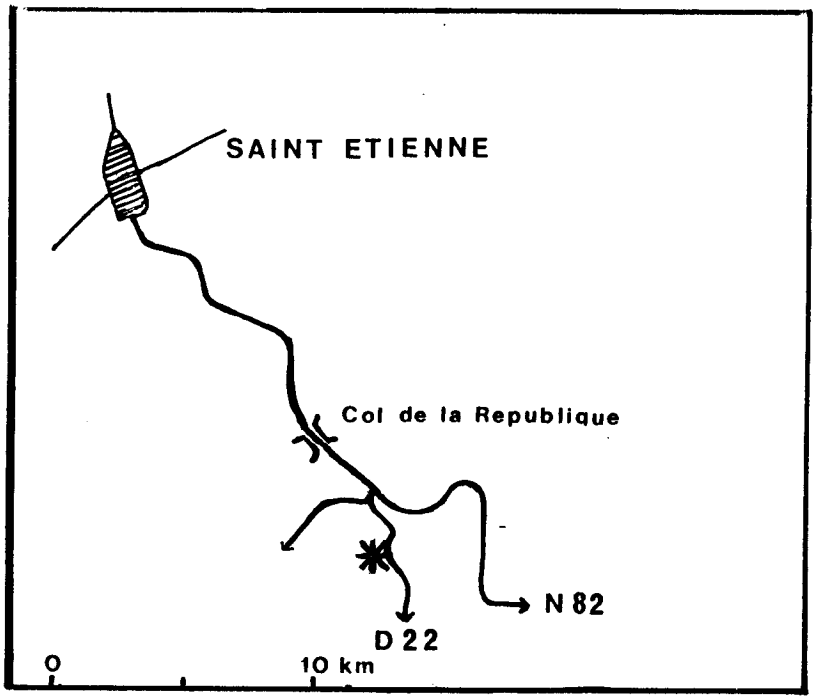
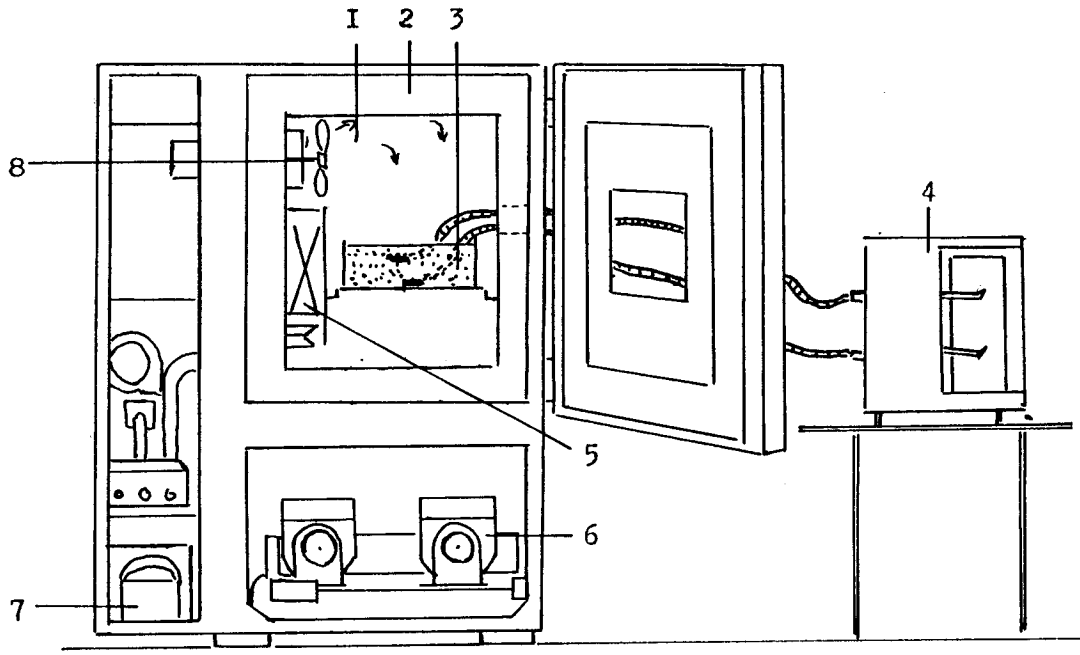


Fig. 11.11. ESSAI DE MIGRATION DES FINES : LOCALISATION DU PRELEVEMENT



1 enceinte d'essais
2 isolation
3 bac d'arène et sondes
4 thermographe
5 chauffage
6 compresseur de refroidissement
7 compresseur de séchage
8 ventilateurs de la chambre

Fig. 11.12. L'ENCEINTE CLIMATISEE

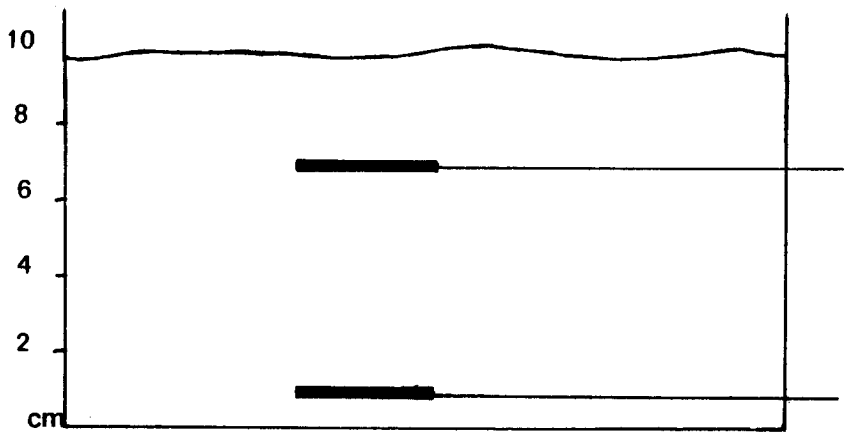


Fig. 11.13. LA POSITION DES SONDES THERMIQUES

3 à 10 mètres s'intégrant dans une séquence plus complexe qui a été décrite plus haut.(8) Le prélèvement a été fait dans la zone de cémentation sous l'arène litée. Le faciès du granite est le granite du Velay dans sa lignée à cordiérite. Les minéraux essentiels sont le quartz, (27%), l'orthose, (21%) le plagioclase (35%), la biotite (12%) et la cordiérite (8%).

La composition de l'arène prélevée est sensiblement différente en raison de l'altération préférentielle de certains minéraux. (Tab.11.9) L'évolution géochimique est assez peu poussée: l'altération est de type ménagé, par désagrégation granulaire essentiellement.

Les 35 kg d'arène sèche ont été jetés en vrac dans un bac isolé par le fond et les parois sur une épaisseur d'une dizaine de centimètres avec un faible tassement manuel. La saturation avec dix litres d'eau distillée a été réalisée par le fond du bac, par ascension capillaire pour prévenir tout entrainement des fines vers le bas.

4.1.2. Le rythme thermique.

Le rythme thermique appliqué à l'arène a été mesuré par deux sondes enfouies dans l'arène (Fig.11.13). La première est située à 3 cm de la surface, la seconde à 1 cm du fond. En raison du diamètre des sondes, ces valeurs sont approximatives. Toutes deux sont reliées à un enregistreur graphique. Le dépouillement des enregistrements permet de vérifier l'efficacité de l'isolation: l'arrivée de l'onde de gel a été détectée sur la sonde inférieure avec un retard de plusieurs heures. La vitesse de pénétration du front de gel peut être commandée par deux paramètres:

- la température ambiante
- la teneur en eau de l'arène; la congélation de l'eau étant exothermique, elle ralentit d'autant la pénétration de l'onde de gel dans l'arène. Diverses teneurs en eau ont été testées de manière à obtenir plusieurs vitesses de propagation de l'onde de gel.

Les expériences de CORTE (1966) avaient montré que le déplacement des particules était une fonction inverse de la vitesse de pénétration du front de gel (freezing rate). Ainsi, pour une vitesse de 2 mm/h, 20 % des particules de 0,59 à 0,29 se déplacent d'au moins 1 cm et 36 % des particules de O,29 à O,14 mm. Comme l'objectif était de mettre en évidence le déplacement de particules fines, limons et sablons de 0,005 à 0,12 mm, l'adoption de vitesses

---

(8) Au chapitre 9. Cf 3.1.1.

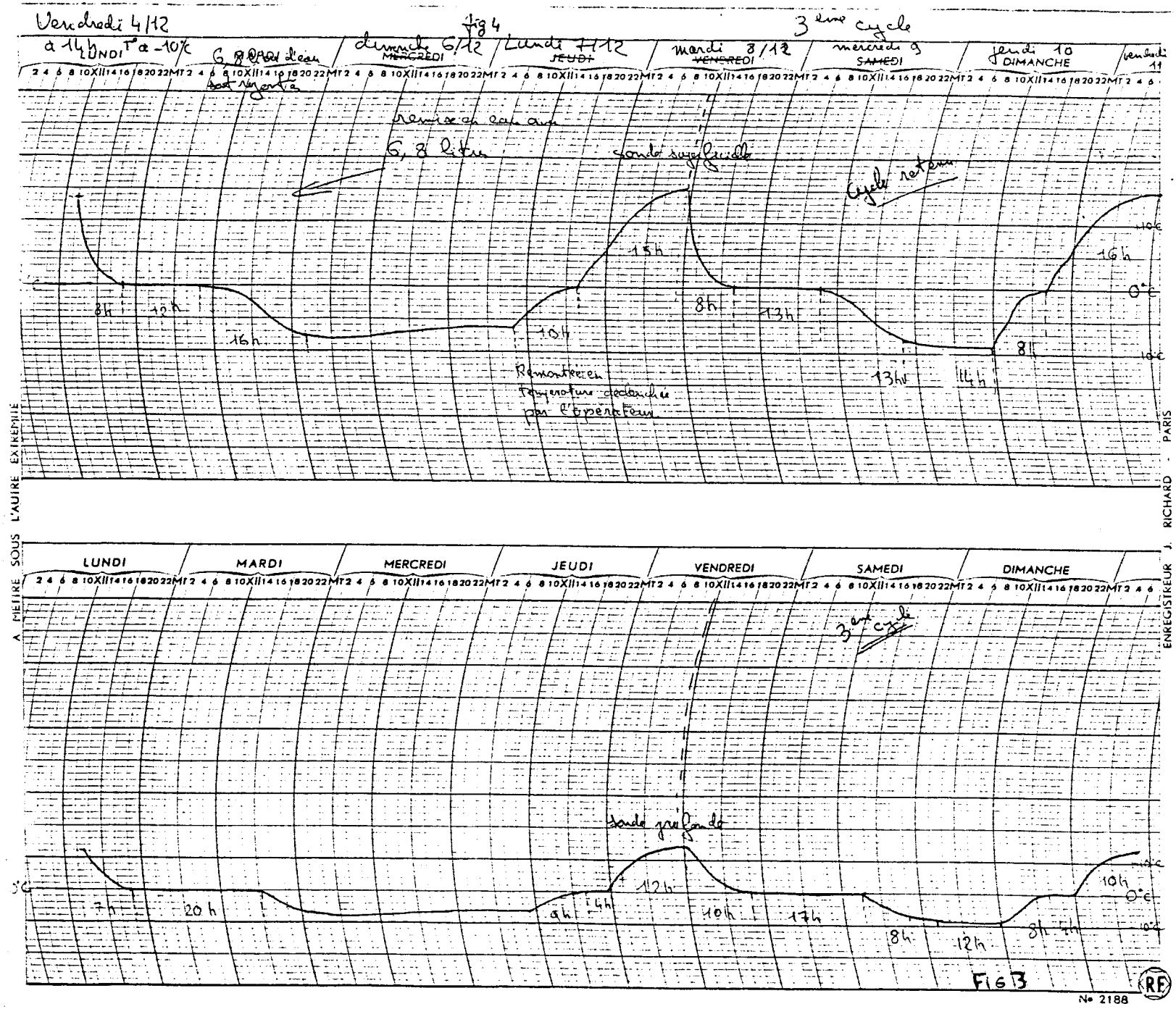


Fig. 11.14. L'ENREGISTREMENT THERMIQUE

relativement rapides pouvait être retenue. Compte tenu de ces remarques, la vitesse de gel optimum devait être de l'ordre de 5 mm/h afin de permettre le déplacement de particules quartzeuses et feldspathiques de taille inférieure à 0,25 mm. Cette vitesse a été atteinte en saturant l'arène d'eau distillée.

Par saturation, il faut entendre un remplissage complet des vides intergranulaires: l'estimation de la quantité d'eau nécessaire a été obtenue par le calcul de la différence:

volume apparent - volume réel de l'arène.

En prenant pour 1.49, la densité apparente et 2.59 la densité réelle, le volume des vides est estimé à 10 dm3.

La température de l'air a été réglée à -10°C de manière constante pendant la période de gel. Le dégel a été obtenu par la mise en marche du chauffage à +15°C.

Dans ces conditions, l'enregistrement des températures montre (Fig.11.14):

- un gel en surface atteint à 10 h 30 le Lundi;
- l'isotherme 0° est dépassé à 3,5 cm de la surface le mardi à 10 h.
- il est dépassé au fond à 19 h.

L'onde de gel met donc 9 h pour franchir les 5,1 cm séparant les deux sondes, soit une vitesse de l'ordre de 5,7 mm/h. Cette vitesse est sensiblement moins rapide dans la partie supérieure du bac où la quantité d'eau disponible par capillarité est très importante et légèrement plus rapide dans la partie inférieure assèchée par ascension capillaire et congélation de l'eau en lentilles de glace dans les horizons supérieurs.

Toute variation de la teneur en eau contribue à modifier la vitesse de pénétration de l'onde de gel: aussi, l'évaporation en surface a-t-elle été périodiquement combattue par une alimentation en eau complémentaire.

Selon les travaux de CORTE (1966) cette vitesse de 5,7 mm/h devrait permettre d'observer le déplacement de:

-80% des micas entre 0,29 et 0,15 mm;
- 10% des quartz de même taille.

Toujours selon les mêmes sources, la vitesse retenue devait permettre d'observer le déplacement des micas jusqu'à 0,6 mm et des quartz jusqu'à 0,25 mm. Elle est d'autre part tout-à-fait compatible avec les conditions naturelles: un gel de 10° s'exerçant sur une arène saturée en eau à 0,451 est très possible compte-tenu de la faible évaporation dans ce milieu et de la fonte éventuelle de neige en montagne.

4.2. OBSERVATION DES RESULTATS.

4.2.1. Le déroulement des cycles.

L'arène et les sondes ont été mises en place le Lundi 24 Novembre 1981.

Les étapes importantes sont les phases de prise en gel du matériau. Le

troisième cycle peut être retenu comme cycle-type: une reproduction de l'enregistrement thermique est donné figure n°11.14. Il s'étale sur 4 jours. La comparaison des enregistrements des deux sondes permet d'établir le tableau 11.8. La sonde inférieure réagit avec un léger retard sur la sonde supérieure, avec une descente en température plus longue et un palier à 0° plus durable. Ce phénomène s'explique dans la mesure où l'onde de froid vient de la surface et se dirige vers le fond du bac. Par contre, la sonde inférieure enregistre assez rapidement les variations de températures négatives, ce qui traduit l'assèchement relatif de l'arène dans ses horizons inférieurs: l'eau est aspirée vers le front de gel. Le même comportement relatif des deux sondes a été vérifié pour chacun des cycles. L'expérience a été poursuivie pendant 17 cycles.

4.2.2. Les observations en surface.

Le gonflement de la surface et le développement de pipkrakes ont été observés, conduisant à un bombement de la surface rejetant les particules grossières en périphérie.

La taille des particules soulevées par les aiguilles de glace est plus grossière et mieux classée que l'arène d'origine (Fig. 11.15 et 11.16). Ces caractères se traduisent à la fois dans la forme de la courbe granulométrique et dans les indices de classement.

4.2.3. Les observations sur le front de taille.

Une coupe de l'arène effectuée de manière systématique, montre la succession des lits de granulométrie différente. L'un des fronts de taille sera seul retenu ici à titre d'exemple.

De haut en bas apparaît successivement: (9)

- une arène grossière non cohérente épaisse surtout sur le bord du bac. Elle est grossière, bien classée (éch. 482a), plus riche en sables moyens de 18 % que l'arène d'origine. Sa couleur jaune-ocre s'explique par l'absence de particules limoneuses.
- un lit inférieur mince, au caractère nettement tranché avec la surface (éch 482b)
- une zone intermédiaire compactée épaisse de 2 cm dont la granulométrie n'est pas très différente de l'arène d'origine (éch. 483) La forte cohésion de ce

(9) Le détail des observations a fait l'objet d'une publication antérieure: B.ETLICHER et R.PETIOT , 1983)

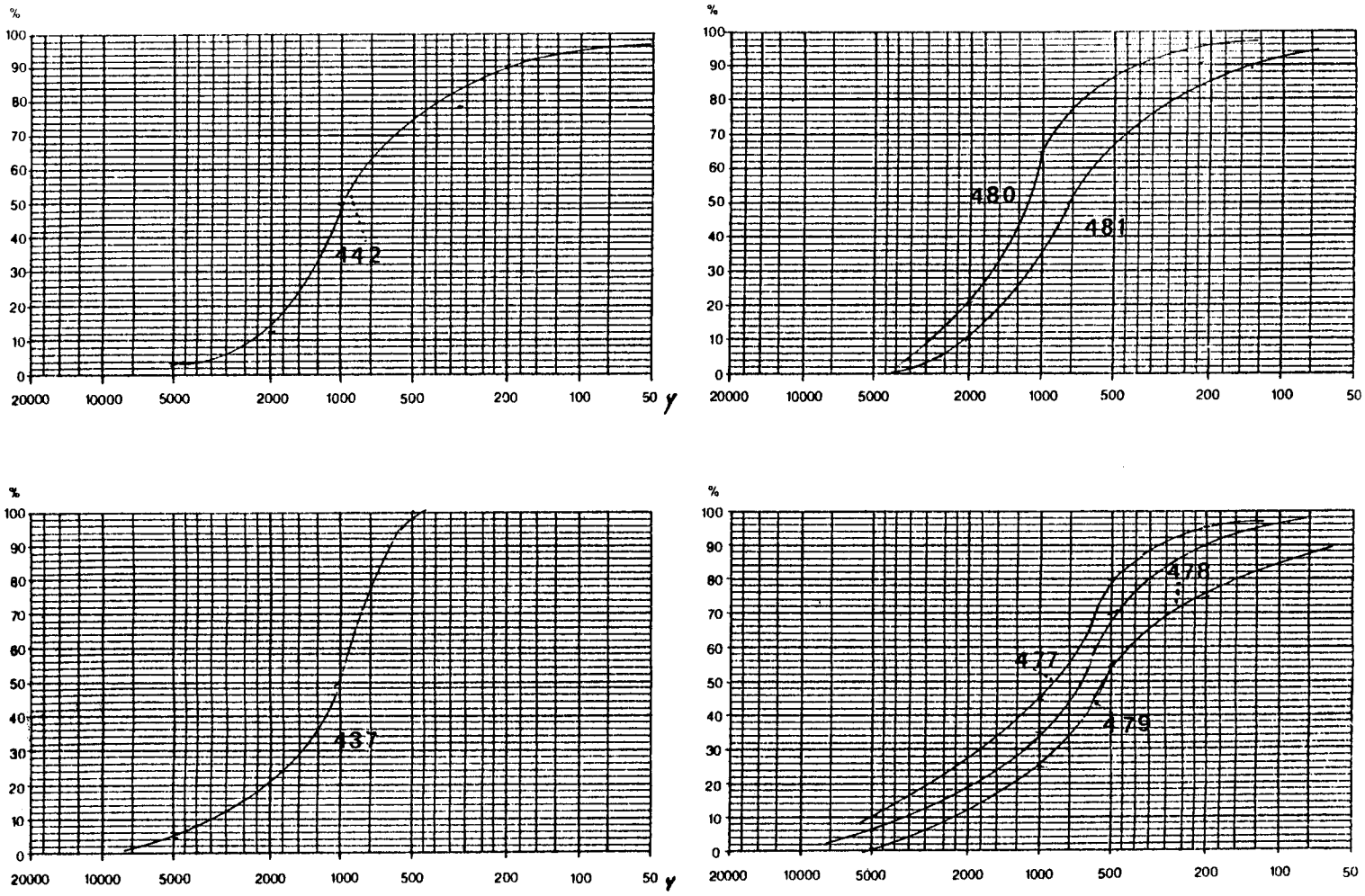


Fig. 11.15. GRANULOMETRIES EN SURFACE DE L'ARENE

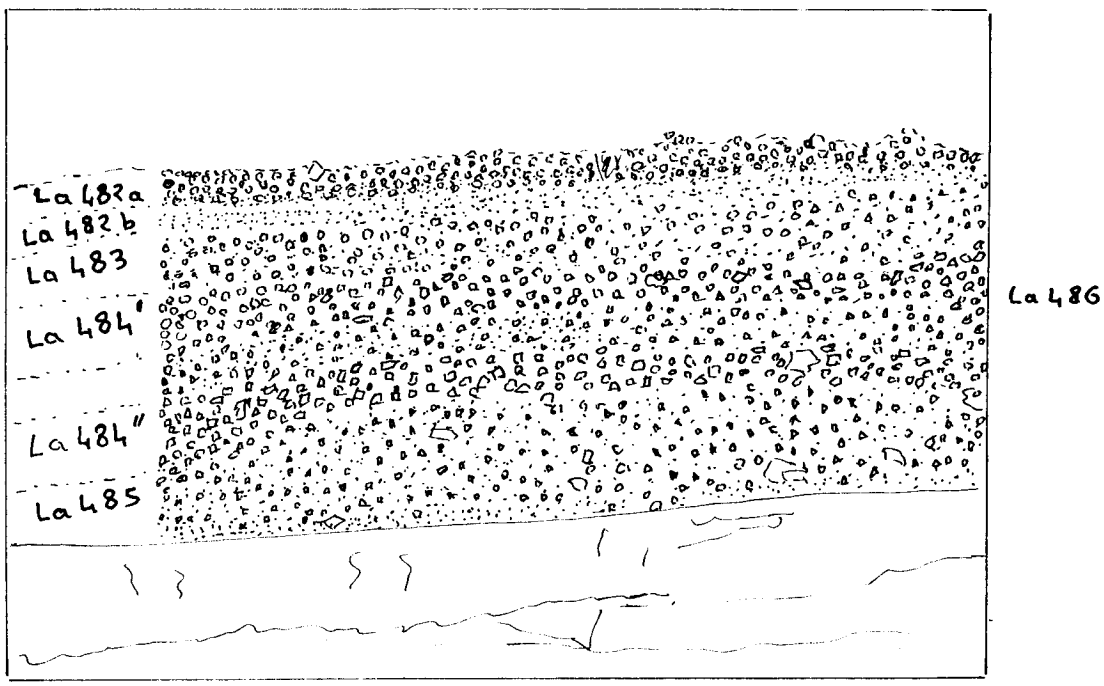


Fig. 11.16. LE FRONT DE TAILLE EN X 50

température	+14 à 0°	0°	0 à -8°	-8°	-8 à 0°	0°	0 à +15°
Sonde supérieure	8 h	13 h	13 h	14 h	8 h	1/2h	16 h
Sonde inférieure	10 h	17 h	8 h	12 h	8 h	5 h	10 h

Tab.11 8 PROGRESSION DU FRONT DE GEL DANS L'ARENE

lit est imputable à sa teneur en limons.

- Deux lits épais de 1 cm chacun, grossiers, (éch.484) sans élements fins: l'absence de cohésion est due aux vides intersticiels et se traduisent par une nuance sombre. Ils sont arqués vers le haut et, vers la droite du front de taille, convergent en une poche de sables grossiers. Ces deux lits sont caractérisés par le départ des fines. Ils sont séparés par un lit intermédiaire aux caractères voisins de ceux de l'arène d'origine.
- à la base, la tranche d'arène comporte une masse homogène (éch.485) compacte, semblable à celle de l'échantillon 483.

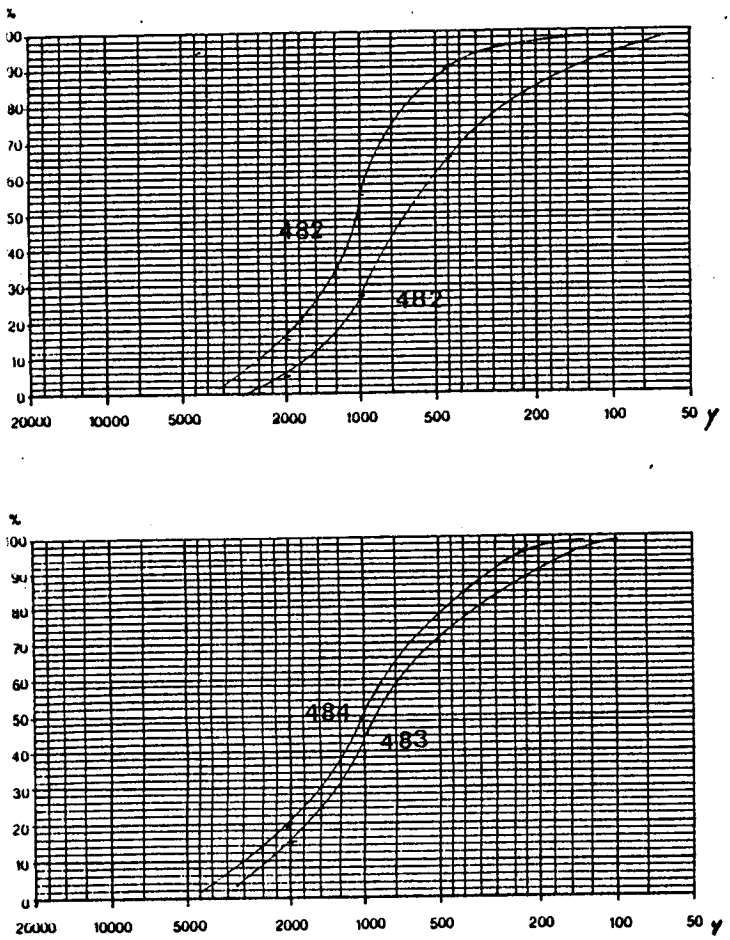
L'étude systématique des autres fronts de coupe a montré que cette disposition était assez générale; toutefois la continuité des lits d'une partie du bac à l'autre n'est pas respectée: l'épaisseur relative des différents niveaux peut varier; des phénomènes de relais en lentilles apparaissent qui ne permettent pas de suivre sur toute la surface du bac tel ou tel lit. Toutefois la disposition générale décrite plus haut, niveaux grossiers de surface, alternance de lits fins et de lits grossiers au milieu, lits fins à la base, est toujours observée sauf au voisinage immédiat des sondes qui perturbent l'ordonnancement.

4.3. INTERPRETATION DES RESULTATS.

Afin de s'assurer que l'aspect macroscopique ne résulte pas d'un simple phénomène de tassement différentiel, des analyses granulométriques et minéralogiques systématiques ont été menées à tous les niveaux, fins et grossiers et en plusieurs points.

4.3.1. Les données granulométriques et minéralogiques.

Les teneurs extrêmes observées ont été de 85 et 98 % de particules supérieures à 50 microns dans les lits fins et grossiers, alors que l'arène d'origine en comportait 89 %. Au niveau des sables, les valeurs observées vont de 37 à 45 % alors que l'arène d'origine en comportait 40 %. La migration est davantage



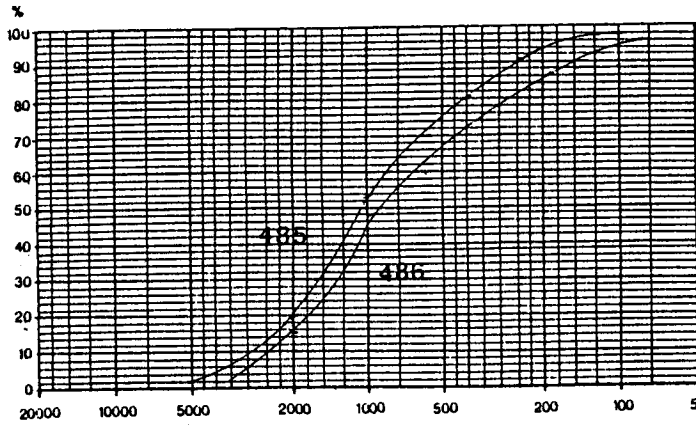


Fig. 11.17. GRANULOMETRIES DU FRONT DE TAILLE EN X 50

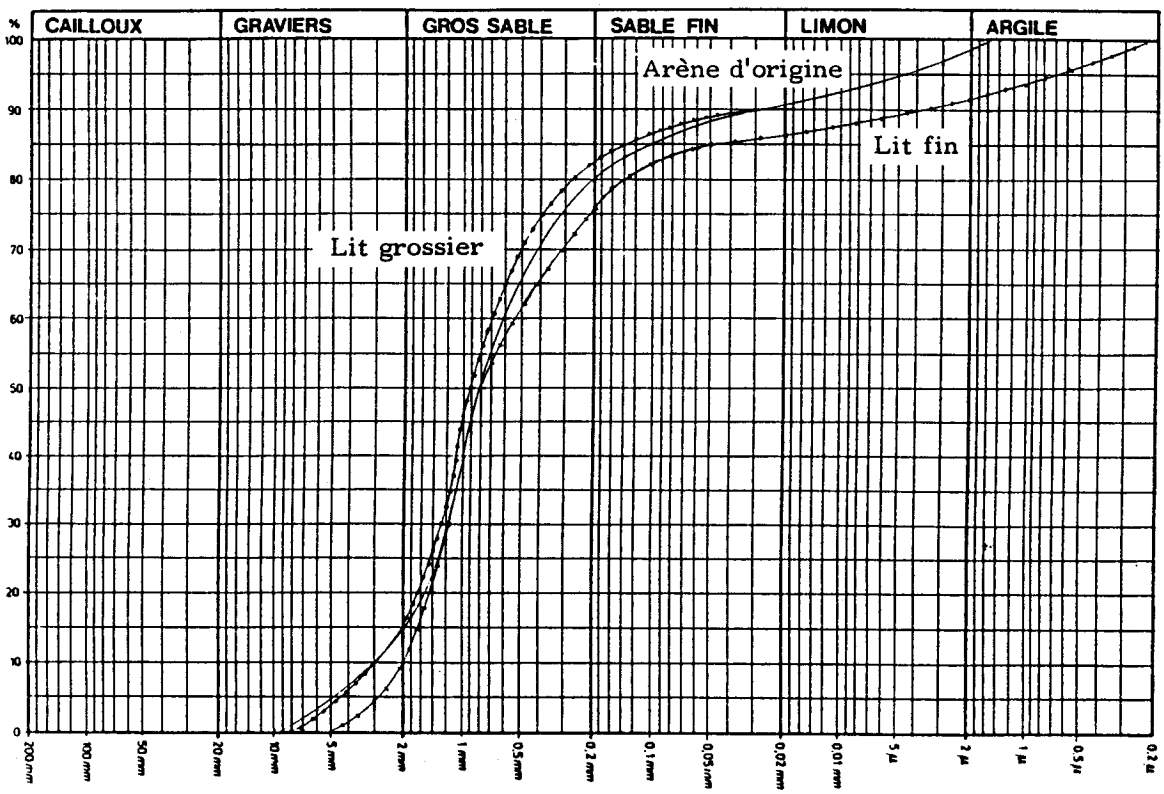


Fig. 11.18. GRANULOMETRIE DU LIT FIN, DU LIT GROSSIER ET DE L'ARENE D'ORIGINE

le fait des particules fines que des particules grossières.

Les courbes granulométriques du lit fin et du lit grossier restent très semblables: (Fig.11.18) elles restent parallèles dans la presque totalité du spectre granulométrique; la médiane se situe à 0,8 mm pour le lit grossier, contre 0,6 mm pour le lit fin et 0,65 pour l'arène d'origine. Les indices de classement, Q de Phi notamment restent très voisins, 1,2 contre 1,15. Les nuances sont surtout perceptibles au niveau du troisième quartile où les courbes divergent sensiblement.

Dans tous les cas, la courbe de l'arène d'origine est comprise entre les courbes du lit fin et du lit grossier. Très proche de celle du lit grossier au-dessus de 1 mm, elle se rapproche ensuite de celle du lit fin. Le litage contribue donc, au sein d'un même lit, à améliorer le classement de l'arène.

La composition minéralogique des lits a fait l'objet d'une étude par coloration des feldspaths.

Deux tailles ont été retenues à la suite de l'étude granulométrique: à 1 mm, taille où la migration des particules est faible, et à 0,2 mm taille où la différenciation des lits est la plus nette.

Pour chacun des lits ont été calculés les pourcentages des différents minéraux. (Tab.11.9)

Echantillon		Quartz	Feldspaths Potassiques	Feldspaths Plagioclases	Micas	Polyminéraux
Arène d'origine 442 (%)	1 mm	50,2	41	2,5		6,1
	0,2 mm	45,4	26,7	20,4	7,3	0
Lit grossier 440 (rapport 440/442)	1 mm	0,52	1,08	1,96	–	2
	0,2 mm	1,24	0,8	1,05	–	0
Lit fin 439 (439/442)	1 mm	0,77	0,8	5,2	–	2,33
	0,2 mm	0,7	1,22	1,23	1,39	0
Lit de surface 438 (438/442)	1 mm	0,78	0,93	1,44	–	1,86
	0,2 mm	1,95	0,853	1,642	0,506	1

Tab.11.9. MINERALOGIE DES LITS STRUCTURES PAR LE GEL

Les variations entre les échantillons sont assez réduites: les extrêmes vont de 26 % à 1 mm dans les lits grossiers pour les quartz, à 40-43 % pour les autres lits. Pour les plagioclases, les pourcentages varient de 2,5 à 13 %, la valeur maximale étant atteinte dans le lit fin.

Le comportement des biotites est très tranché et confirme les observations macroscopiques: **toutes les biotites ont disparu des lits fins à 1 mm.** Leur pourcentage est important en surface, (5 %) et dans les lits grossiers (11,3 %).

L'examen du rapport entre le pourcentage de l'espèce minérale avant et après l'essai permet de mesurer le déplacement différentiel des minéraux. (Tab.11.9). Plusieurs conclusions s'imposent:

*** à 1 mm,** les feldspaths potassiques ont un ratio voisin de 1, les quartz ont un ratio <1 à tous les niveaux: cette situation peut traduire un effet de la gélifraction, mais il n' y a pas de migration sélective de ce minéral. Les plagioclases augmentent dans le lit fin à tous les niveaux, probablement issus de la désagrégation de grains polyminéraux.

*** à 0,2 mm,** les variations sont beaucoup plus significatives: les lits grossiers en surface et intermédiaires voient le ratio des orthoses proche de 0,8: elles se concentrent dans les lits fins et intermédiaires (1,5). Les plagioclases sont plus nombreux à tous les niveaux, mais la concentration est surtout importante dans les lits fins et en surface. Les quartz se concentrent dans les lits grossiers. Leur comportement est antinomique de celui des orthoses. Les biotites ont fui les lits fins et tassés et se sont concentrées avec les quartz dans les lits grossiers.

Les concentrations d'espèces minérales affectent tous les minéraux à 0,2 mm et seulement les biotites à 1 mm. Toutefois une concentration des plagioclases se manifeste dans les lits fins jusqu'à cette taille. La logique de ces concentrations n'apparaît pas clairement: leur forme, leur conduction thermique, leur densité interviennent. Ces résultats sont assez conformes aux conclusions de CORTE (1966). ***D'une arène homogène, on aboutit à une concentration des quartz et des biotites dans les lits grossiers, des feldspaths dans les lits fins.***

4.3.2. L'explication des processus.

Les enseignements de cette expérimentation sont de deux ordres:

*** ils montrent que le déplacement des particules sous l'effet du gel n'est pas anarchique mais conduit à une différenciation de lits gras et de lits grossiers.**

*** ils montrent que l'importance de l'enrichissement en fines, l'épaisseur**

des lits, sont parfaitement comparables aux arènes fauchées.

Les mécanismes en jeu pour expliquer le tri des matériaux ont fait l'objet d'études nombreuses. Malgré ces recherches, certains paramètres ne sont parfaitement maîtrisés. Parmi les travaux les plus récents, ceux de J. AGUIRRE PUENTE (1969), de BERTOUILLE (1978) de R. TORRENCE MARTIN (1959) apportent des éléments de réponse au problème posé.

Toutes les explications sont liées à l'équation dite "de la chaleur" (AGUIRRE PUENTE, 1969). Les phénomènes suivants interviennent :

- la convection thermique due à la distribution des températures dans la phase liquide. Elle est à l'origine d'un apport de chaleur au front de gel: c'est la thermomigration;
- la surfusion retarde l'apparition du front de congélation;
- éventuellement, l'abaissement cryoscopique dû à la présence de sels dans la phase liquide.

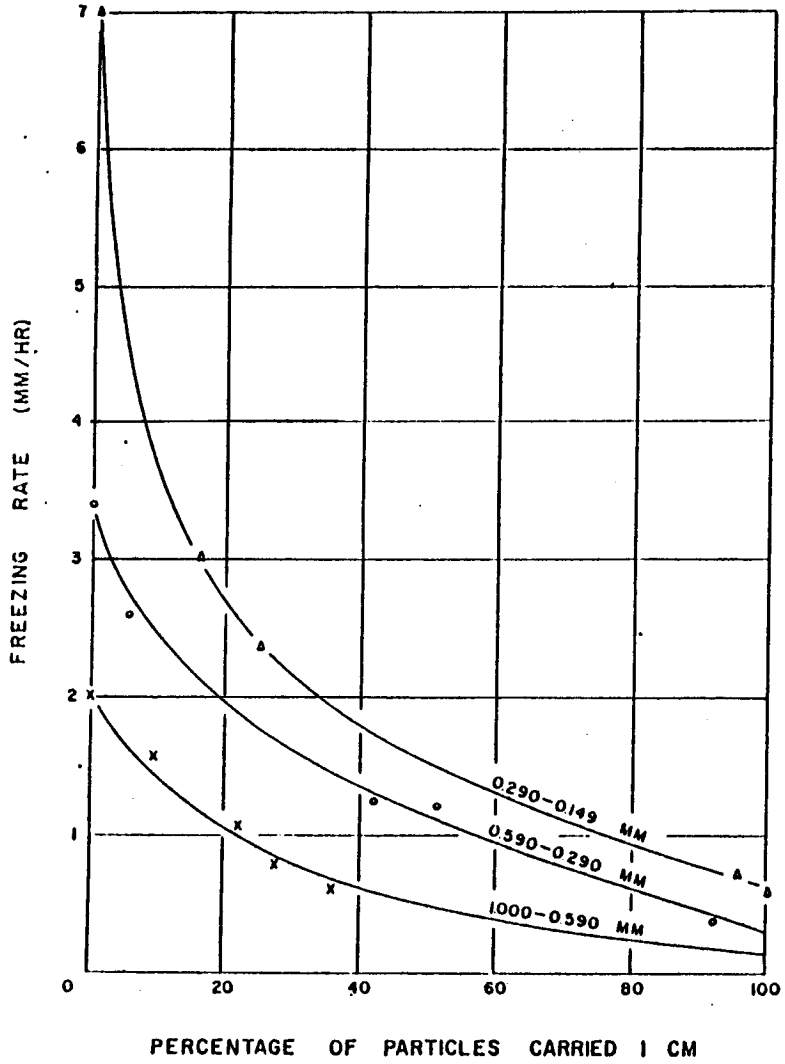
Le rôle respectif de ces phénomènes est résumé par R. TORRENCE MARTIN (1959). Selon cet auteur, les phénomènes de nucléation de la glace se produisent de manière rythmique dans un matériau homogène en fonction de l'équilibre précaire entre les apports de calories par l'eau approchant du front de gel et leur extraction par nucléation de la glace.

La migration phorétique de BERTOUILLE (1978) accompagne l'ascension capillaire. Elle est fonction de la porosité du sol: l'assèchement de celui-ci en avant du front de gel (P. DELAGE,1979) est provoqué par l'écrasement de l'édifice des pores dans les matériaux argileux. Outre la compaction du sol, cet écrasement provoque l'engorgement du réseau poreux et l'accumulation de la phase colloïdale.

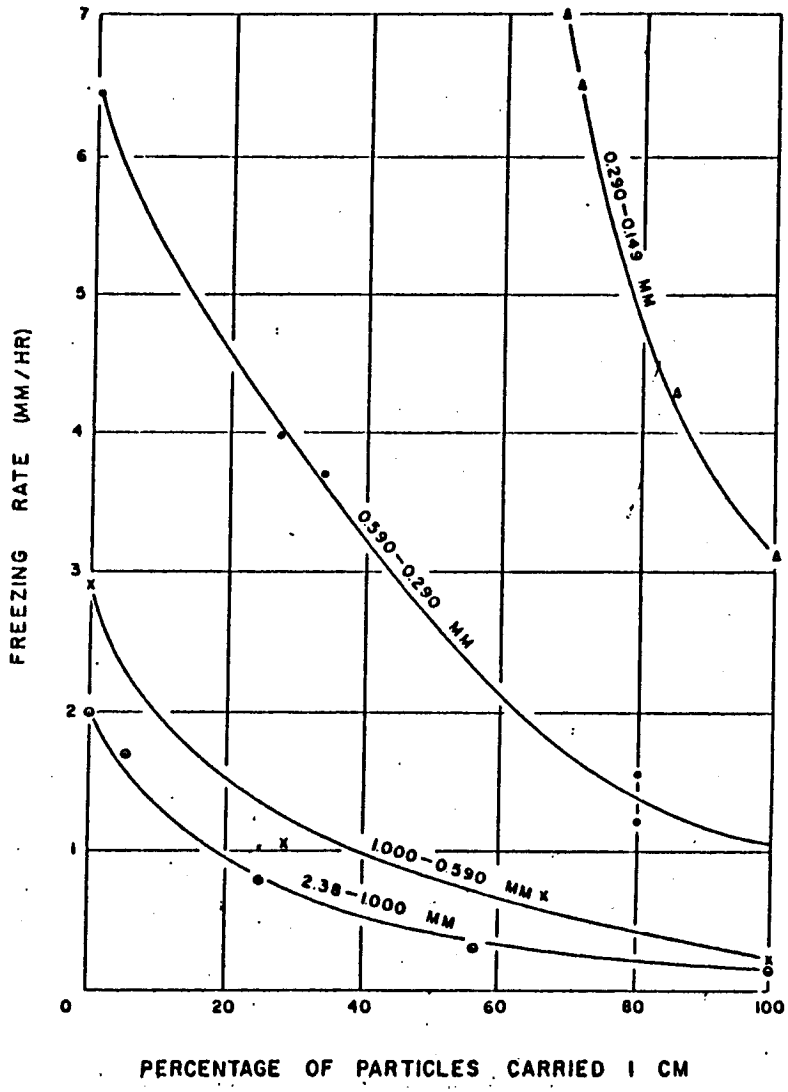
Les résultats de l'expérimentation qui vient d'être présentée doivent être confrontés avec ceux de CORTE. Le matériel de cet auteur était constitué de quartz, micas, shale, calcite, rutile ayant conservé leur forme cristalline. Les tableaux de CORTE donnent le pourcentage de chaque espèce minérale migrant pour diverses vitesses de gel. Le mica, par sa forme en paillette est le plus mobile.

Le dispositif de CORTE était sensiblement différent: des lits de taille donnée et de nature homogène étaient mis en place et le déplacement des particules mesuré. En introduisant une disposition artificielle avec des lits granulométriquement homogènes, ce protocole ne peut permettre de conclure à un litage des particules: il ne permet pas de conclure à un modèle de leur déplacement.

L'intérêt de l'expérimentation présentée ici n'est pas de retrouver des mécanismes déjà connus, mais de montrer que le matériel utilisé, l'arène, les conditions de gel retenues, permettent d'une part le tri différentiel des minéraux,



Percentage (by weight) of quartz particles carried 1 cm in front of the freezing plane, under different rates of freezing



Percentage (by weight) of mica particles carried 1 cm in front of the freezing plane under different rates of freezing

Fig. 11.19. MIGRATION DES MINERAUX (D'APRES CORTE, 1966)

et que ce tri peut conduire à la formation de lentilles limoneuses minéralogiquement et granulométriquement différenciées au sein d'une arène initialement homogène.

L'importance et la rapidité de la migration des paillettes de mica se trouve confirmée. Leur déplacement est plus important que celui des autres particules. Elles s'accumulent en lits qui peuvent dès lors, être considérés comme un indicateur de conditions périglaciaires lorsqu'ils sont observés dans une arène et que toute origine structurale peut être écartée.

La **différenciation du comportement des quartz et du feldspath est une donnée nouvelle** : CORTE n'avait pas testé le comportement de ce minéral: les feldspaths paraissent migrer plus difficilement aux grandes tailles que les quartz.

4.3.3. L'arène expérimentale et l'arène fauchée.

L'idée de rapprocher les caractères de l'arène expérimentale et de l'arène fauchée provient des ressemblances avec le litage sur les coupes. Elle résulte aussi de l'hypothèse fréquemment émise (B. COQUE,1978) de redistribution de fines dans les arènes fauchées.

Les convergences paraissent évidentes. Elles portent sur l'épaisseur des lits de fines tout-à-fait comparable, de l'ordre de 0,5 à 0,6 cm par lit, sur leur composition minéralogique et granulométrique.

La composition granulométrique des lits grossiers de l'arène fauchée est très proche de celle de l'arène d'origine. La composition du lit fin montre quelques nuances (Fig.11.20)

Au-dessus de 0,5 mm les courbes sont très proches, avec la même pente et les mêmes valeurs; on note toutefois que l'arène fauchée comporte un faible surcroît d'éléments grossiers de l'ordre de 1 à 2 %. Les courbes se recoupent à 0,5 mm qui constitue un seuil: en-dessous de cette taille, la courbe de l'arène expérimentale se trouve au-dessus de celle de l'arène fauchée. L'écart entre les deux courbes reste faible jusqu'à 0,2 mm et au-dessous de 5 microns. Il devient sensible entre 0,2 et 5 mm ainsi qu'en-dessous de 2 microns.

La teneur en argile granulométrique reste toujours plus faible pour l'arène expérimentale: l'argilification des lits fins de l'arène fauchée résulte, pour une bonne part, des concentrations argileuses dans les plans de diaclases qui sont fauchées selon le scénario proposé par J.C. FLAGEOLLET (1978). Il est donc tout-à-fait logique que l'arène structurée par le gel ne les reconstitue pas. **C'est l'importance de l'héritage structural qui est mis en lumière par cette comparaison.**

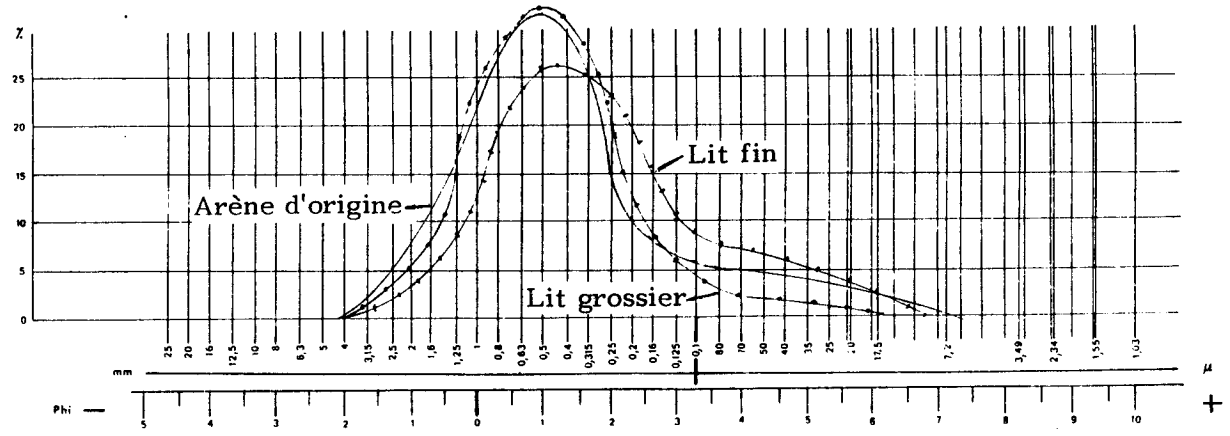


Fig. 11.20a. GRANULOMETRIES DU LIT FIN, DU LIT GROSSIER ET DE L'ARENE D'ORIGINE : COURBES NON CUMULEES

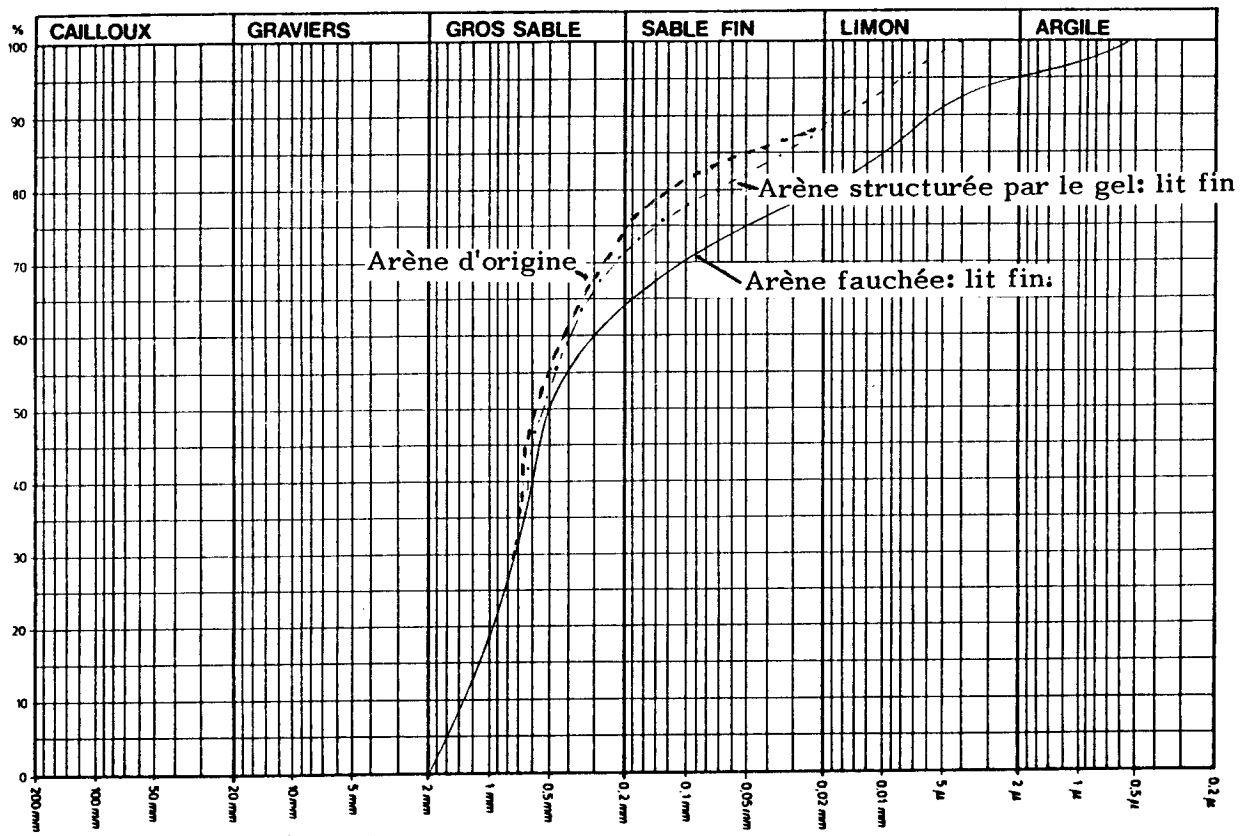


Fig. 11.20b. GRANULOMETRIES DE L'ARENE EN PLACE, DE L'ARENE FAUCHEE ET DE L'ARENE STRUCTUREE PAR LE GEL

Entre 0,2 mm et 5 microns, la divergence des courbes mérite une attention particulière. Cette divergence atteint 10 % à 5 microns (Fig.11.20) ce qui donne une concentration double, à cette taille, pour l'arène fauchée.

La valeur de 0,5 mm est une valeur-seuil autour de laquelle s'effectue la rotation des courbes. Les courbes des lits grossiers sont très semblables, l'arène expérimentale présentant seulement une ségrégation des grossiers un peu moins poussée. Les courbes des lits fins sont voisines dans la partie grossière; dans la partie fine, elles divergent. La plus forte teneur en argile et limons des arènes fauchées ne peut être expliquée seulement par la durée insuffisante de l'essai: si la fraction argileuse peut-être due à un héritage structural, l'origine du surcroît de particules entre 25 et 100 microns reste peu clair. Une hypothèse serait une gélifraction différentielle dans ces lits où l'humidité est entretenue par la présence de l'argile: la différence de minéralogie rend cette interprétation plausible.

La présentation des courbes en éliminant la fraction supérieure à 2 mm (Fig.11.20b) souligne la similitude des courbes. Elles sont confondues jusqu'à 0,8 mm et divergent jusqu'à 80 microns. Cette présentation permet de fixer la part de l'argile issue des diaclases dans l'élaboration de l'arène fauchée: elle représente ici 4% du lit fin.

La similitude des courbes est confirmée par leur ajustement à la distribution de ROSIN-RAMMLER. Les lits grossiers comme les lits fins s'y ajustent: les paramètres des lits grossiers sont très voisins, même si l'arène expérimentale est un peu plus fine. Les indices de classement sont très voisins également, 0.555, 0.557 et 0.527 respectivement. Les lits fins se distinguent davantage: l'arène expérimentale a un paramètre de position un peu plus élevé en raison de la gélifraction subie par l'arène.

4.4. CONCLUSION A LA MIGRATION DES FINES.

La différenciation des lits fins et des lits grossiers dans une arène soumise à des alternances de gel et de dégel ne résulte pas d'un simple phénomène de tassement mais d'une modification de la composition granulométrique par lits. Les lits grossiers perdent moins de gravillons que les lits fins et ils sont appauvris en particules inférieures à 0.5 mm. Les lits fins au contraire sont enrichis en particules entre 0.5 et 0.05 mm. ***Cette différenciation granulométrique s'accompagne d'une différenciation minéralogique;*** *les lits fins sont enrichis en*

feldspaths, les lits grossiers en quartz et en micas. Ce litage résulte d'une migration différentielle des minéraux.

Des phénomènes identiques se reproduisent lors de la mise en p ce des arènes fauchées. *Ils ne sont pas exclusifs mais* ***s'ajoutent à la différenciation originelle entre diaclases et panneaux.*** *Ils ne remettent pas en cause le modèle proposé par J.C. FLAGEOLLET (1976). Au contraire* ***le litage par le gel s'ajoute et se superpose au litage hérité de la structure.*** *Les réserves d'eau que constituent les diaclases argileuses favorisent la ségrégation de glace et la migration des particules limoneuses. Cette dynamique de tri différentiel modifie* ***les paramètres de la distribution de ROSIN-RAMMLER mais ne remet pas en cause la qualité de l'ajustement à cette distribution.***

5. LA REGIONALISATION DES LIMONS.

Une approche nouvelle du problème des limons peut être recherché dans l'étude de la distribution en surface de ces fines. Elle est susceptible de donner des indications sur leur origine.

L'étude d'une centaine de coupes situées dans le Forez et le domaine vivarois a permis de quantifier la teneur en fines des formations de pente. Les prélèvements ont été effectués à une profondeur suffisante pour éviter la turbation pédologique actuelle ou les remaniements colluviaux mais dans les niveaux les plus récents des coupes (10).

5.1. LES VARIATIONS BRUTES DE LA TENEUR EN FINES.

Les variations brutes de la teneur en fines ont été définies comme la proportion de particules de 20 à 250 microns. Cette limite supérieure a été retenue, bien que peu usitée, parce qu'elle correspond à la taille au-dessous de laquelle les distributions s'écartent de la loi normale pour les arènes de ruissellement, de la distribution de ROSIN-RAMMLER pour les arènes gélifluées. Il s'agit d'une teneur en limons et sablons. Ces teneurs varient dans des proportions assez larges, de 5 à 50 % environ. La moyenne est à 17 % très proche des valeurs proposées par A. GODARD (1975) et J.C. FLAGEOLLET (1976). L'histogramme de la répartition des teneurs moyennes montre deux modes distincts: le premier faible

---

(10) Dans l'ensemble stratigraphique B défini au chapitre 17.

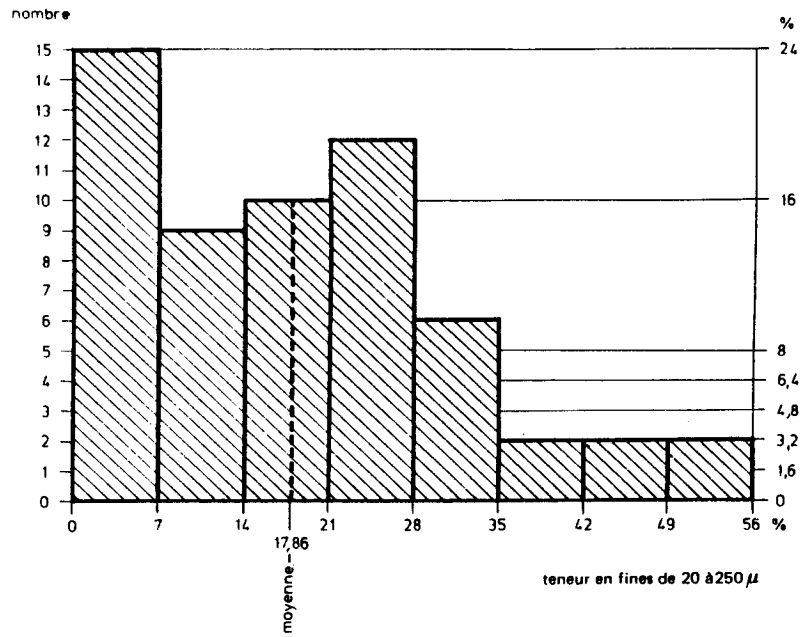


Fig. 11.21. HISTOGRAMMES DE LA TENEUR EN FINES DES ARENES REMANIEES

vers 17 % caractérise des formations essentiellement sableuses; le second entre 21 et 28 % traduit la présence d'une fraction limoneuse bien représentée. (Fig. 11.21)

La carte de répartition montre que les échantillons les plus riches en fines se trouvent sur le versant nord du Pilat entre le Bessat et la Valla. Trois groupes d'échantillons à faible teneur, inférieure à 7 % apparaissent centrés sur le versant nord-ouest du Pyfara, la vallée de la Deôme, la vallée de l'Argental. Cette approche permet donc de déceler un certain groupement régional qui recouvre -au moins partiellement- des nuances pétrographiques.

Les vallées de la Deôme et de l'Argental sont étendues sur les granites du Grand Bois et le granite hétérogène sombre. La couverture leptynique du Pyfara correspond à une série d'échantillons peu limoneux tant au fond des vallées que près des lignes de crête. Dans le groupe des teneurs moyennes, tous les faciès pétrographiques sont représentés, le substrat au Panère et Chaussître comme les couvertures claires au Felletin ou sous l'Oeillon.

Il est donc clair que les teneurs en fines ne sont pas seulement dépendantes du faciès pétrographique même si ce dernier facteur est important.

Ces considérations rendent aléatoire l'interprétation des teneurs brutes en fines des limons, compte tenu de la multiplicité des paramètres susceptibles d'intervenir. En particulier, il est impossible de savoir s'il convient d'attribuer au faciès pétrographique ou à des redistributions ultérieures les pourcentages élevés de fines observés sur certaines couvertures métamorphiques, au Nord du Pilat notamment.

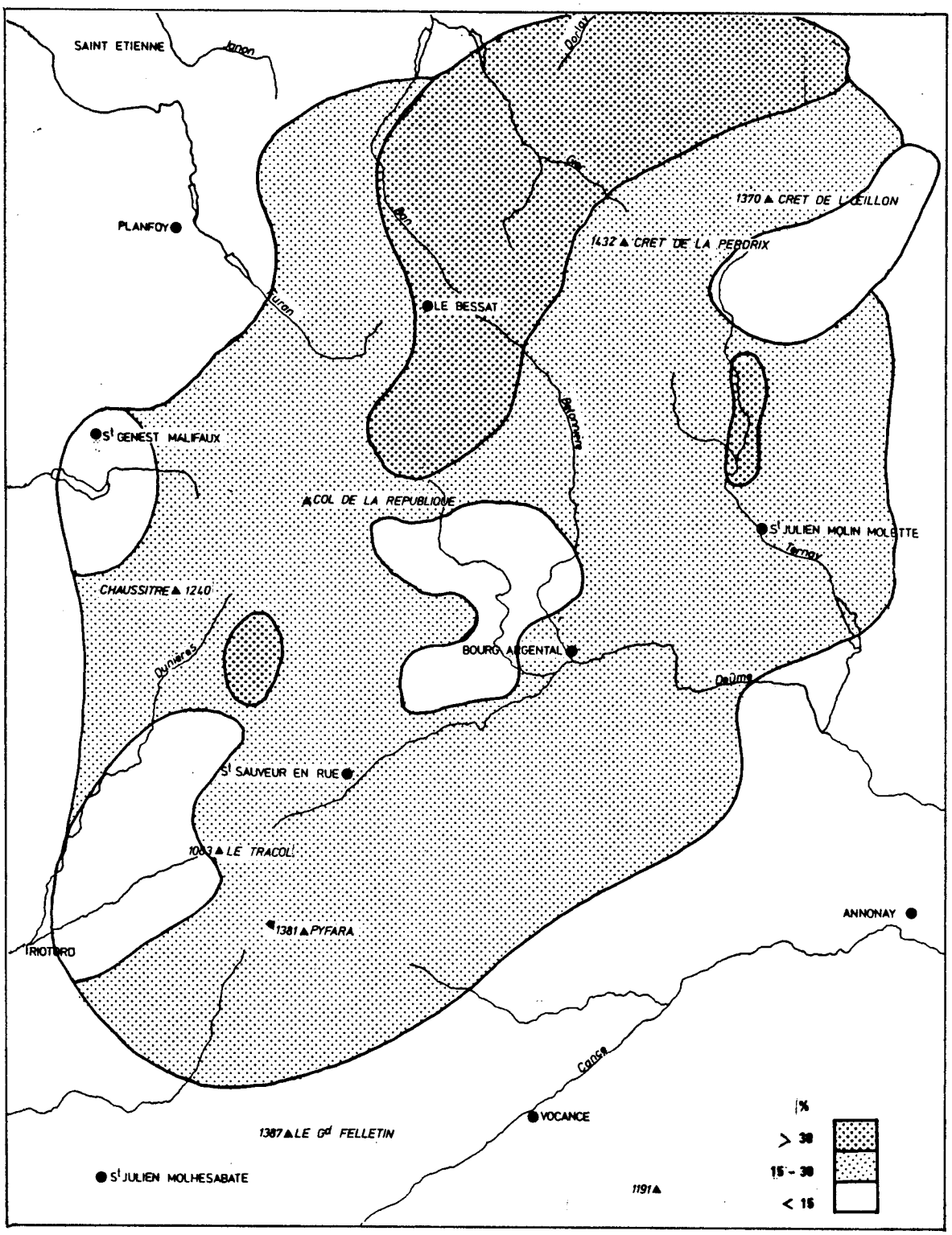


Fig. 11.22. CARTE DE LA TENEUR EN FINES DES ARENES REMANIEES

5.2. LA MESURE DES ECARTS A LA DISTRIBUTION DE ROSIN-RAMMLER.

La comparaison de la distribution réelle à la distribution de ROSINRAMMLER selon la méthode décrite plus haut montre que des écarts positifs ou négatifs apparaissent, le plus souvent à partir de 0.125 mm.

Quelques exemples significatifs ont été retenus présentant des écarts importants.

L'échantillon 78/605 a été prélevé sur le chemin des crêtes du Pyfara à proximité des dallages et lits de caillasse décrits plus haut où l'action de déflation éolienne a été proposée. Les points expérimentaux s'ajustent parfaitement à la droite de régression dans les tailles grossières.(Fig.11.23) Un déficit en fines se manifeste à partir de 3 PHI jusqu'à 6 PHI soit entre 0.125 et 0.015 mm. Cet écart négatif ne peut être imputé à des particularités de la gélifraction dans la mesure où les constatations précédentes ont montré que, quel que soit le faciès, l'ajustement était toujours possible, au prix d'une modification des paramètres. Il ne peut être non plus expliqué par des phénomènes de ségrégation des minéraux: ces phénomènes ne sont pas perceptibles sur la coupe et l'étude précedente a montré qu'ils ne remettaient pas en cause l'ajustement moyennant là aussi une modification des paramètres.

Il s'agit là d'un départ brutal à partir d'une taille -limite (0.125 mm) qui ne peut être imputé qu'à la dynamique éolienne que les conditions de site rendent hautement probable.

Dans un autre domaine, le granite de Chalmazel, le même phénomène se manifeste sur la coupe du col du Béal: un déficit apparaît entre 4 et 6 PHI.

Ces déficits ne peuvent être imputés aux fluctuations d'échantillonnage: l'écart de ces valeurs est nettement supérieur aux écarts des autres parties de la courbe. Les tests de linéarité préconisés par L.R.KITTLEMANN (1964) sont rejetés pour cette partie de la courbe;

D'autres échantillons montrent un excès de particules fines: l'échantillon 390 appartient à cette catégorie. L'excès de fines apparaît par un décalage brutal de la courbe à partir de 4 PHI (0.063 mm) IL ne peut être attribué aux caractères pétrographiques de la roche en rien différente des autres coupes.

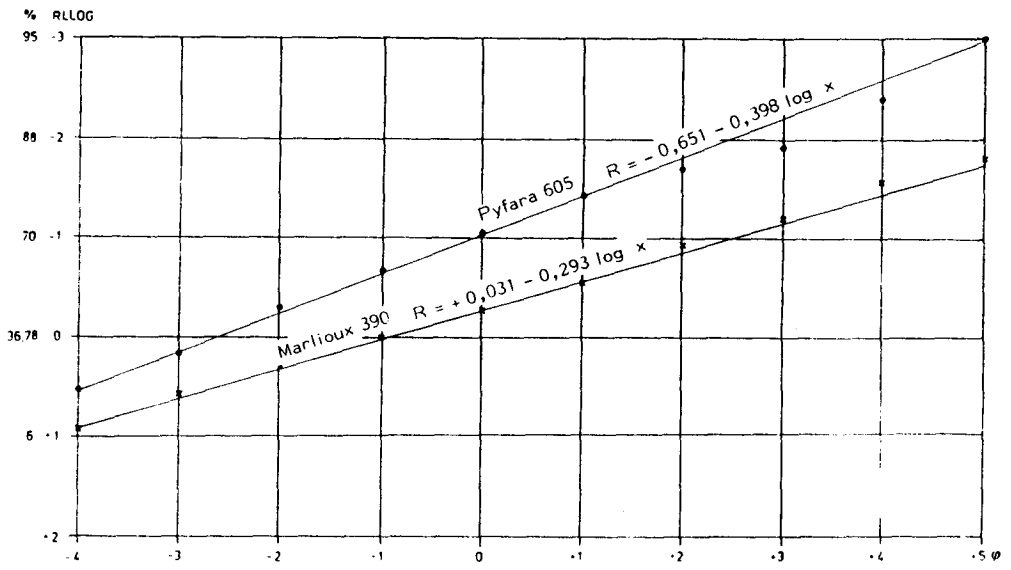


Fig. 11.23. COURBES D'AJUSTEMENT DE DEUX ECHANTILLONS D'ARENE REMANIEE

Les fines de cette arène proviennent donc de deux sources: la gélifraction pour une part, un apport allogène d'autre part.

Attribuer à chacune des deux origines la part qui lui revient est possible: il suffit de mesurer l'écart de la valeur théorique et de la valeur réelle. A 5 PHI , la valeur théorique est de 81 % pour une valeur réelle de 83% soit un écart de 2%; à 7 PHI, l'écart se creuse et passe à 94,7% au lieu de 89% . Rapportée à la quantité de limons présents, cet enrichissement est de l'ordre de 15 % environ.

Il est donc possible, par un échnatillonnage suffisamment serré du terrain, d'envisager une cartographie des déficits et des excès de limons dans les formations de pente. Cette cartographie peut être opérée soit sur les arènes gélifluées, soit sur les arènes ruisselées en appliquant à chaque cas la distribution appropriée, de GAUSS ou de ROSIN-RAMMLER.

5.3. LES CARTES DE REDISTRIBUTION DE FINES.

Les cartes (Fig.11.24) donnent une représentation de la répartition de la teneur en fines. Elles font apparaître une assez bonne coïncidence entre les grands éléments du relief et les variations de la teneur en fines.

Trois domaines ont été définis: un domaine où la teneur en fines entre 2 et 120 microns dépasse la teneur théorique, un domaine où elle est inférieure, un domaine où les variations ne sont pas significatives.

Les limites figurées sur les cartes sont indicatives: il est bien évident qu'un échantillonnage plus serré, l'ouverture de nouvelles coupes, peuvent conduire à les modifier surtout dans les secteurs les plus difficiles d'accès.

5.3.1. La carte des massifs orientaux.

Les secteurs du Pilat où le déficit est affirmé correspondent aux lignes de crête, du Pyfara, du Felletin, de l'Oeillon, du Chaussître et du Panère. Dans tous ces massifs, le déficit est fort, surtout sur les versants occidentaux et près des crêtes. On remarque également un déficit souvent quantitativement moins important mais réel dans les axes des vallées principales. Les valeurs équilibrées semblent le fait des repalts d'altitude en position d'abri autour des Trois Croix,

de Gimel, et également des zones les plus basses en aval de BourgArgental.

Les valeurs en excès se situent sous les crêtes: elles dessinent une mince bande à l' Est de la ligne de faîte qui s'étire du Crêt de la Perdrix à la retombée orientale des Grands Bois, au Panère, au Pyfara. Cette ligne s'interrompt au droit des cols où il y a équilibre.

Le tracé de cette ligne recouvre et suit assez fidèlement celui de la ligne de convexité cryonivale et des lignes de névé. Il y a coïncidence entre la zone où s'accumulent les fines et celle où s'accumule la neige.

D'autres accumulations se manifestent également, liées à la présence des chirats qui constituent des pièges à fines en profondeur, soit des cônes de déjection probablement parce que sporadiquement soumis à des décharges de crues.

Il ressort toutefois clairement que les les secteurs d'exportation l'emportent en surface.

L'origine éolienne soupçonnée par la granulométrie du matériel redistribué se trouve confirmée par la répartition des écarts. Il y a coïncidence manifeste entre les secteurs de suralimentation en fines et en neige.

5.3.2. La carte du Forez

L'interprétation de la carte du Forez est plus délicate que celle des massifs vivarois. L'extension des phénomènes glaciaires d'une part, la présence de pointements basaltiques d'autre part, compliquent les données du problème.

Une bande presque continue à l'Est de la surface sommitale est marquée par un excès de fines: elle se développe au Sud, en arce de cercle au-delà des moraines terminales des Bazannes, au Sud, et de Probois à l'Est. La présence de minéraux lourds allogènes, volcaniques, dans les formations de pente confirment l'existence d'un saupoudrage éolien. Cet arc de cercle se prolonge selon une bande longeant le pied de l'escarpement oriental, jusqu'à Chalmazel au Nord. Les secteurs en déficit couvrent deux topographies:

-une zone sommitale sur la ligne de crête, sur son versant occidental notamment, par exemple le long de la route militaire des crêtes.

-plusieurs vallées de grande taille comme celle du Vizézy notamment ont un bilan négatif. L'aire est disjointe en raison de la présence de dépôts

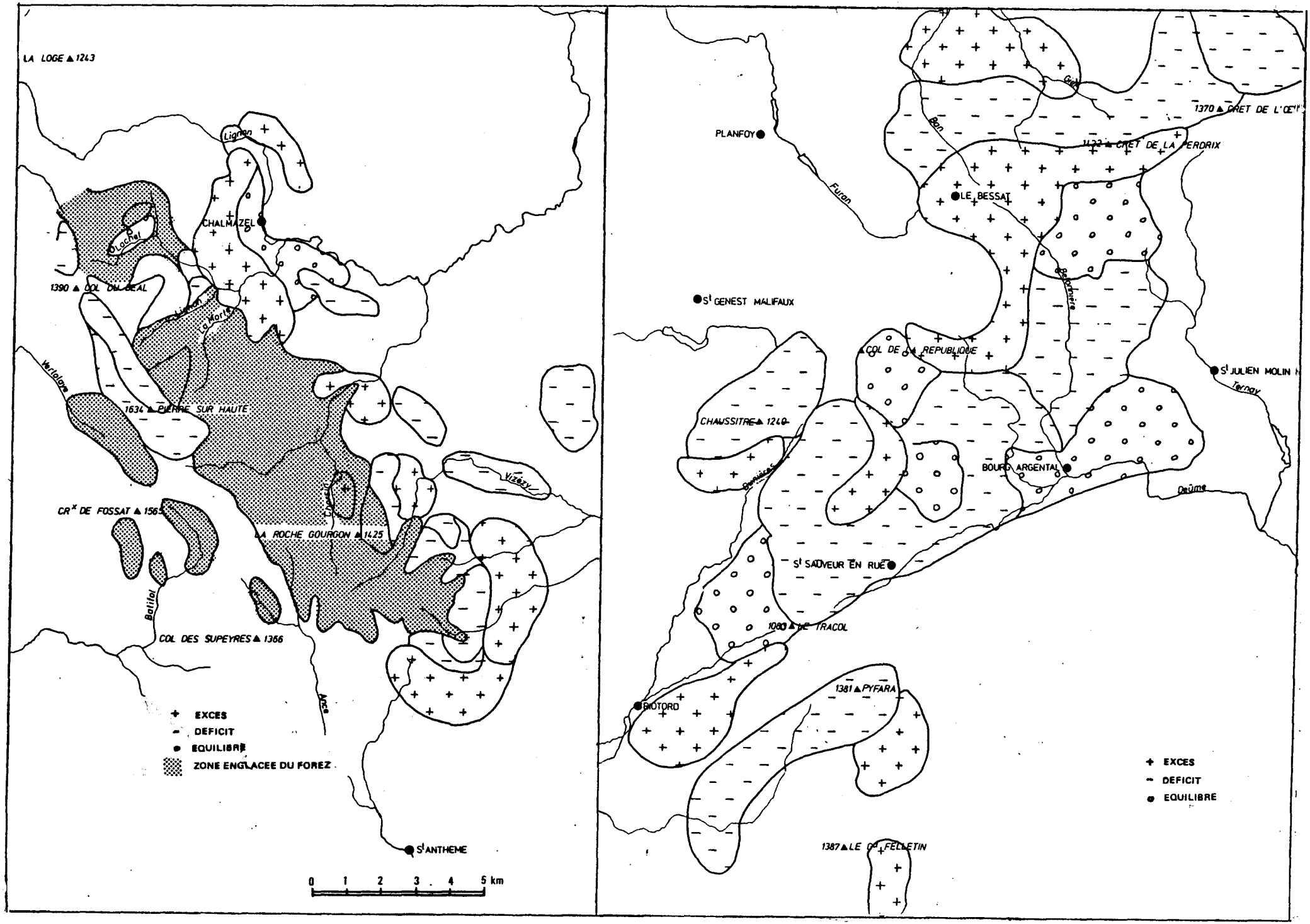


Fig. 11.24. L'ENRICHISSEMENT EN FINES DES ARENES REMANIEES

alimentés par les laves qui ne peuvent faire l'objet de la même interprétation. En revanche, dans les vallées englacées et sur les cuvettes du plateau sommital, des zones à bilan positif existent. La présence de laves au Sud rend l'interprétation délicate. Ces régions à bilan positif correspondent à des dépôts postérieurs à la déglaciation.

5.3.3. Conclusion à la répartition des fines.

Les secteurs de déflation, d'exportation de fines l'emportent en surface de très loin sur les seteurs d'accumulation qui paraissent plus localisés. Ces derniers sont davantage des zones privilégiées pour des raisons locales de pente, d'exposition, voire d'évolution géodynamique, mais ***le contexte général est celui d'une exportation de matériel fin.*** *Cette situation est en parfait accord avec les données régionales.*

Bien que limitée dans l'espace, cette accumulation de fines est morphologiquement essentielle: le saupoudrage peut expliquer la localisation de certains processus et des formes correspondantes comme par exemple, les coulées boueuses si abondantes précisément dans l'étroite bande enrichie en fines à l'Est de la ligne de crête du Pilat. Cette aspersion favorise aussi le développement passé et actuel des phénomènes de solifluxion et il est à prendre en compte dans le développement des crassins.

L'exportation de fines semble plus générale dans le massif du Pilat que celui du Forez. *Dans ce dernier massif, l'exportation qui reste très sensible dans les secteurs non recouverts par la glace ne semble pas affecter les dépôts de versant postérieurs à la déglaciation. Ce propos doit être accueilli avec beaucoup de réserves car l'échantillonnage n'est pas suffisamment serré pour conclure de manière définitive.*

Dans le cadre d'une recherche sur les paléo-environnements, il est intéressant d'observer que ***les versants au Sud et au Sud-Est constituent les zones d'accumulation privilégiées.*** *Il est donc logique de conclure à des vents dominants de Nord-Ouest lors de la mise en place de ces dépôts. Cette déduction confirme celle qui a été faite à propos de la neige.*

6.CONCLUSION AU PROBLEME DES LIMONS DANS L'ARENE

La fraction fine qui est l'élément essentiel pour comprendre la dynamique des formations de pente tire son origine de plusieurs sources. Son rôle est d'autant plus grand que la teneur en fines varie en plus ou en moins autour du seuil de gélivité du sol tel qu'il est défini par LLIBOUTRY (1963) puis TRICART et CAILLEUX (1967). Très fréquemment, la carte des formations de pente situe la teneur en limons autour de 10 à 15 %, valeur-seuil pour le déclenchement de phénomènes comme la gélifluxion, la cryoturbation.

La carte de répartition brute est utile dans une perspective géotechnique mais elle ne peut, seule, déboucher sur des explications de cette répartition.

Quatre phénomènes concourent à définir la teneur en fines d'une arène:

- la production de fines par le gel;
- la dynamique éolienne;
- la dynamique de redistribution par la glace de ségrégation;
- le lavage par les eaux courantes de ruissellement.

En chaque point du versant, la teneur en fines dépend de l'équilibre entre les quatre dynamiques.

La pétrographie et l'altération préalable expliquent la quantité de fines produites par gélifraction. Chaque faciès a son propre comportement: les roches claires souvent micro-fissurées produisent davantage de fines que les roches sombres qui fournissent davantage de gavillons et de sables: il ne s'agit toutefois pas d'une règle absolue car le comportement d'une même espèce minéralogique varie suivant les massifs plutoniques.

Les vent est un agent d'exportation des fines. Il n'accumule que localement, sous les crêtes, en contrebas de la ligne de convexité cryonivale, soit pour des raisons dynamiques, soit parce que l'humidité entretenue par les divers névés favorise la fixation des fines. Son rôle est considérable car il peut conduire à la mise en place de dynamiques spécifiques. Le rôle de l'alimentation éolienne est déterminant dans la formation du crassin; l'enrichissement limoneux de l'arène favorise la compaction de l'arène sous certaines conditions qui seront évoquées plus loin.

La redistribution par ségrégation de glace est particulièrement rapide et efficace mais elle reste exclusivement locale, à l'échelle du profil. Elle peut

être un repère utile pour juger de l'intensité et de la répétitivité des crises froides subies par un dépôt; surtout, **en concentrant les fines à certains niveaux, elle favorise la gélivité de formations que la teneur globale en fines ne devrait pas rendre gélives** et permettre la déformation sur le versant en constituant des discontinuités mécaniques.

La redistribution par ruissellement n'affecte pas que les fines au sens où elles ont été définies ici: il affecte une étendue plus large du spectre granulométrique, incluant les sables, à l'origine de faciès particuliers de formations de pentes où les limons ont totalement disparu.

La distinction entre les diverses origines des limons est délicate: elle suppose la combinaison de l'analyse granulométrique et minéralogique. La teneur en fines issue de la gélivation peut être calculée par ajustement à une loi de distribution, GAUSS ou ROSIN-RAMMLER; les paramètres de position et de classement propres à ces distributions reflètent les variétés des faciès et permettent de mesurer l'influence du faciès pétrographique. Plus le classement est médiocre, plus le faciès fournit d'éléments fins. Les écarts des courbes réelles à ces distributions permettent en revanche, de mesurer, aux fluctuations d'échantillonnage près, la part de la redistribution éolienne dans le dépôt.

Chapitre 12
La dynamique de l'arène en milieu périglaciaire

L'étude des formations d'arènes remaniées et celle des formes qui leur sont associées montrent l'existence non pas d'une dynamique, mais de plusieurs dynamiques périglaciaires dont l'étude précise s'impose dans le cadre d'une reconstitution paléoclimatique et pour la définition d'associations de modelés.

Cette étude des processus ne recouvre pas celle des formes: plusieurs processus peuvent avoir affecté successivement un même dépôt, ou s'être relayés dans l'espace. Les données disponibles sont trop générales et trop vagues pour permettre de préciser la part de chacune des dynamiques sur le versant.

L'étude des dynamiques périglaciaires, bien avancée dans d'autres domaines pétrographiques, loess et limons notamment, par les travaux américains et polonais, plus récemment français et belges, est seulement esquissée pour les arènes à la suite notamment des travaux de P.AUROUSSEAU, 1976, P. CURMI,1981, et surtout B. VAN VLIET LANOE , 1982. Il s'impose donc de faire le point sur ces problèmes pour comprendre l'intervention des divers processus en jeu, préciser la signification paléoclimatique de chacun d'eux, définir les rapports qu'ils entretiennent l'un avec l'autre. La difficulté de cette démarche provient de la nature même du matériau: composé de particules grossières, avec des teneurs en limons faibles ou modérées, l'arène se prête mal au développement de structures périglaciaires spectaculaires comme les fentes de gel, les cryoturbations... Pour ces raisons, la présence même d'une dynamique périglaciaire de l'arène a été longtemps ignorée; sa compréhension requiert le recours

systématique à l'examen de lames minces après imprégnation de l'arène. En ce omaine, l'apport de l'examen micromorphologique est bien souvent décisif.

1. TROIS PROCESSUS: CRYOREPTATION,GELIFLUXION, COMPACTION.

L'examen des formations de pente révèle la présence de trois processus, responsables, à des degrés divers, de la structuration de l'arène en milieu périglaciaire. Ils ont été désignés par B. COQUE, B.LANOE, B. VALADAS, (1981) sous les noms de cryoreptation, gélifluxion et compaction , termes qui seront utilisés ici. Ils correspondent à trois dynamiques de l'arène identifiées sur les lames minces de Margeride.

1.1. LA CRYOREPTATION.

La cryorptation est surtout observable sur les lames d'arènes fauchées sans que ce dernier processus soit exclusif dans leur élaboration. Il correspond au frost creep des auteurs anglo-saxons. (HARRIS et ELLIS, 1981).

1.1.1. L'examen des lames minces.

Le premier exemple retenu est celui de la carrière de l'Eau-Vive-Les Pinasses déjà décrite.

La lame 78/14 a été taillée dans l'arène fauchée de la carrière précédemment décrite. (Fig.12.1)

A la base de la lame, les sables de taille millimétrique forment le lit grossier de l'arène. Ils sont constitués de quartz et d'orthose. Leur face supérieure est recouverte de particules limoneuses puis d'un mélange de sablons quartzeux et de micas. Progressivement vers le haut, la fraction la plus fine disparaît et un empilement de sablons quartzeux et de phyllites orientées à plat traduit les phénomènes de tassement liés à la présence des lentilles de glace. Un vide sépare le sommet de ce lit lavé des grains grossiers supérieurs à la place de la lentille de glace.

Le granoclassement des coiffes est ici assez remarquable pour devoir être souligné. La microgélivation est restée active même après la stabilisation de la formation: des morceaux d'orthose maclés Carlsbad sont disjoints mais non déplacés.

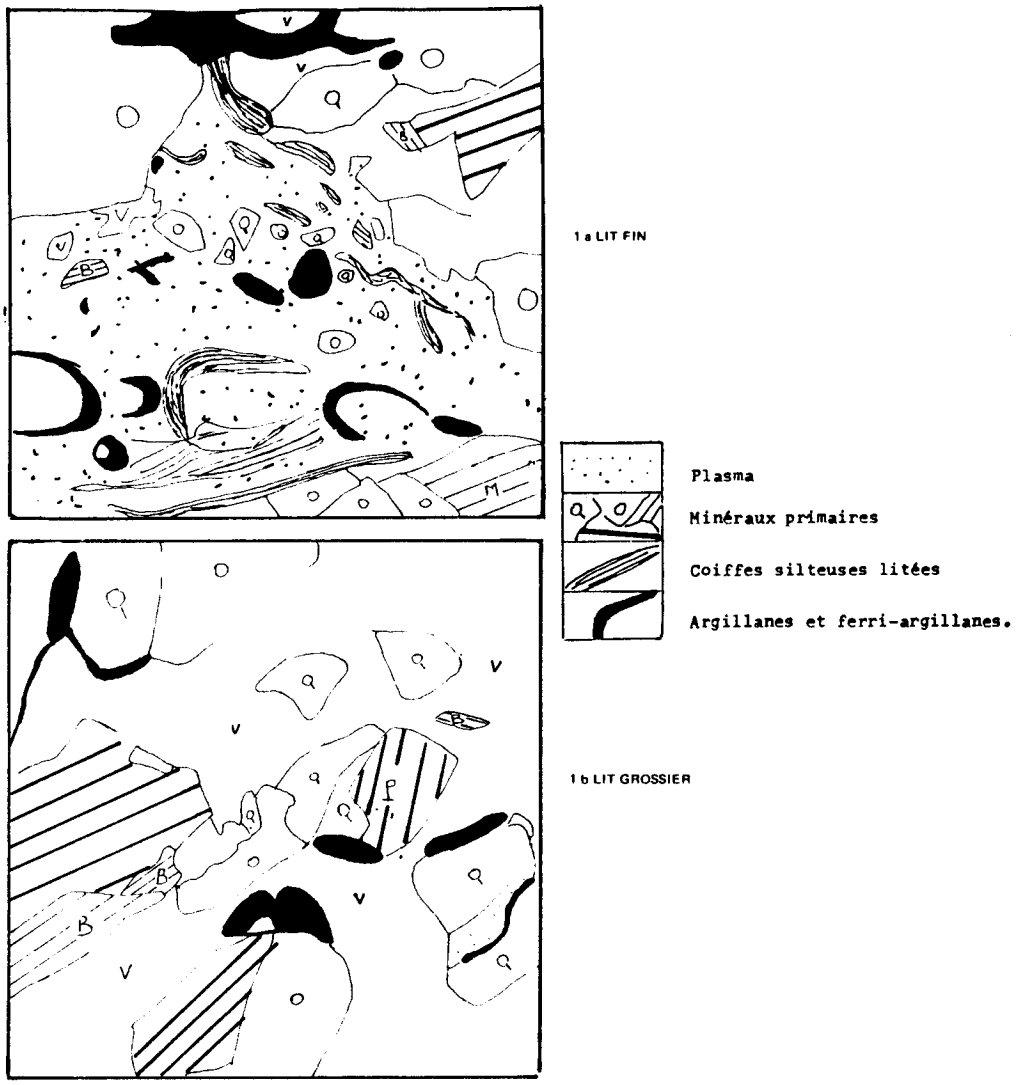


Fig. 12.1. ARENES REMANIEES A L'EAU VIVE : CROQUIS D'APRES LAME

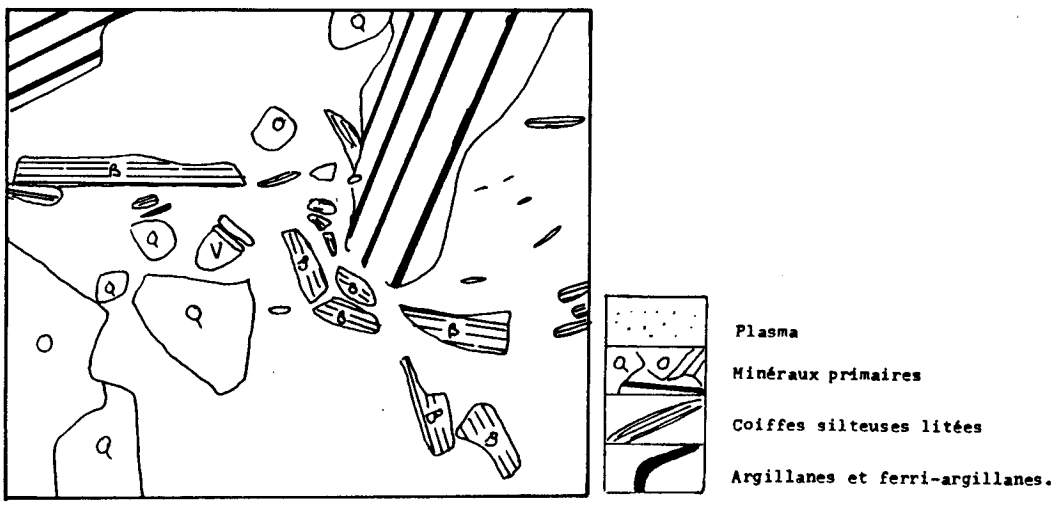


Fig. 12.2. ARENE REMANIEE A GIMEL : CROQUIS D'APRES LAME

Un autre exemple peut être fourni par la coupe de Gimel située au Col de la Croix-de Caille à 1220 mètres d'altitude.

La lame 1554 (1) a été prélevée à la base d'une coupe complexe dont la stratigraphie sera étudiée plus loin. (2). Il s'agit également d'une arène fauchée surmontée d'un complexe d'arènes à blocs.

Les lits **argileux** présentent une matrice argilo-silteuse, dense, brunâtre, entourant quelques rares minéraux de la taille des sables, quartz, micas, plagioclases. Les coiffes sont peu nombreuses, la matrice argileuse ou plasma envahit tout l'espace.

Au-dessus, apparaît un **lit colmaté supérieur:** le squelette est à grains de quartz, plagioclases parfaitement sains, très nombreux, les orthoses sont également présentes. Les vides sont colmatés en presque totalité par divers revêtements. Ces cutanes argilliques reposent sur les grains; très souvent, on observe un basculement du grain après leur dépôt: les revêtements silteux de type coiffe recouvrent les précédents: ils sont donc postérieurs. Ils sont parfois granoclassés, et se localisent exclusivement sur la face supérieure des grains. Ils sont constitués de matériel sain: quartz, micas, mais aussi produits d'altération amorphes. Enfin, des argillanes comblent certains vides, très épais, jaunâtres, brunâtres à leur partie supérieure, traduisant l'illuviation de matière organique et probablement une péjoration climatique par podzolisation.

Les lits maigres présentent un squelette grossier de grains anguleux, peu altérés. Les revêtements minces, inférieurs à 0,1 mm n'apparaissent que sur la face supérieure des grains les plus gros. L'action périglaciaire se traduit surtout par l'apparition de lits de biotite réguliers, minéral le plus mobile dans les conditions de la dynamique périglaciaire. Nulle part, ces lits n'ont été observés dans l'arène en place. Quelques argillanes dans les vides traduisent la pédogénèse postérieure à la cryo-reptation. Quelques déformations en boulettes apparaissent, traduisant une tendance à la gélifluxion.

L'intérêt de cette lame est de montrer que la cryoreptation est peu active sur les lits grossiers qui ne conservent l'empreinte de la dynamique périglaciaire que par le biais de l'alignement de la biotite. Ce dernier minéral est donc un excellent repère pour déceler l'action du gel dans les lits grossiers, confirmant ainsi sur les coupes naturelles une structuration observée à la suite des essai expérimentaux. La biotite permet souvent de **fixer le point à partir duquel le lit fin n'est plus simplement le recourbement de la diaclase fauchée, mais où la migration des fines intervient.**

Il est aussi de montrer que se superposent **deux lits fins:** le lit enrichi en silts par le gel se localise **au-dessus du lit arigileux issu de la diaclase.** Les deux lits se distinguent par leur structure et leur texture: la distinction peut même, dans quelques cas favorables être faite à l'oeil nu comme en témoigne lacarrière des Trois Croix. (Pl. H.T.)

---

(1) aimablement prêtée par J.P. LEGROS .

(2) La localisation pécise du prélèvement et la description de la séquence sont donnés au Chapitre 17.

Le lit argileux constitue un réservoir d'humidité susceptible d'être utilisé pour la croissance des lentilles de glace. Il y a relais dans l'espace entre le lit argileux issu de la diaclase et le lit gras résultant de la structuration par le gel. L'un ne remplace pas l'autre mais se superpose au premier.

1.1.2. Interprétation de la dynamique de cryoreptation.

La dynamique suggérée par l'examen des lames est celle d'un cisaillement de l'arène plan par plan dans un matériel riche en glace de ségrégation. Ces remarques avaient été faites par P.CURMI (1978) qui a pu mettre en évidence le cisaillement des diaclases ou par B. VAN VLIET-LANOE (1981) qui évoque le fauchage à plat. Les modalités de cette dynamique doivent être précisées.

Le déplacement s'effectue lors du gel et non lors du dégel comme dans le cas de phénomènes de gélifluxion. La notion d'écoulement laminaire de B. LANOE (1982) correspond bien à la résultante du déplacement mais ne correspond pas aux conditions dynamiques d'écoulement d'un fluide. Il n'y a pas glissement des particules les unes sur les autres: leur forme, leur angulosité, conduisent à des coefficients de frottement tels que la rotation des particules apparaît. Précisément, dès lors que cette rotation se manifeste, le frost creep cesse. Les lentilles de glace ne sont pas suffisamment nombreuses ni également réparties dans la masse de l'arène pour autoriser un glissement généralisé à l'état gelé.

Il faut plutôt envisager un phénomène comparable à celui de la formation de pipkrakes en surface.

Le gonflement lors de la croissance de la lentille de glace se fait perpendiculairement à la grande longueur de la lentille, donc à la surface topographique, puisque son orientation est commandée par la disposition des isothermes. En revanche, à la fonte, le tassement se fait sous l'action de la gravité. Si l'ensemble des plans joignant les strates de glace est incliné, la résultante des deux mouvements, soulèvement puis tassement, est un déplacement vers l'aval d'autant plus important vers la surface que l'effet des déplacements élémentaires est cumulatif: les lentilles les plus proches de la surface se forment les premières et subissent ensuite le même déplacement lors de la formation des lentilles inférieures. (Fig. 12.3) La somme des déplacements montre bien après un cycle de gel un déplacement plus accentué vers le surface qu'en profondeur conformément aux observations de terrain.

L'importance du déplacement se traduit par un étirement plus ou moins marqué des diaclasessur les coupes; il est fonction de la pente, du volume de glace de ségrégation. Si la pente est forte, l'étirement des lits est particulièrement rapide, l'arène fauchée est peu épaisse, 25 cm au Béal, avec un pendage de 15°.

Dans le cas contraire, la pente est plus faible, mais l'arène plus épaisse (0,5 m aux Trois Croix).

Le volume de glace intevient dans le même sens: plus les lentilles sont nombreuses, plus le déplacement cumulé est important. La teneur en eau lors du gel, la vitesse de penétration du front de gel commandent ce paramètre. Contrairement à une opinion fréquemment exprimée, la vitesse de la pénétration du front de gel ne dépend qu'assez peu des conditions climatiques. La profondeur atteinte par le front de gel est un indice plus sûr à cet égard. La texture de l'arène, sa position par rapport à la nappe phréatique, paraissent tout autant que l'exposition, commander la teneur en eau de l'arène et donc la vitesse de pénétration du front de gel. Une exposition au Nord qui peut, à priori, sembler favorable, n'est pas une règle générale. La position à proximité d'un névé ou d'un talweg peut aussi bien assurer une meilleure alimentation en eau.

Il est assez délicat, dans ces conditions, de tirer des enseignements précis de l'épaisseur de l'arène fauchée et son étirement. Les conditions d'humidité peuvent être réglées par des causes régionales, (enneigement, précipitations, ...) mais tout autant par des causes locales, (sources, névés, zones de fractures, bas de versants...) Le relevé systématique des arènes fauchées n'a pas permis de mettre en lumière une corrélation de leur épaisseur avec l'exposition ou l'altitude.

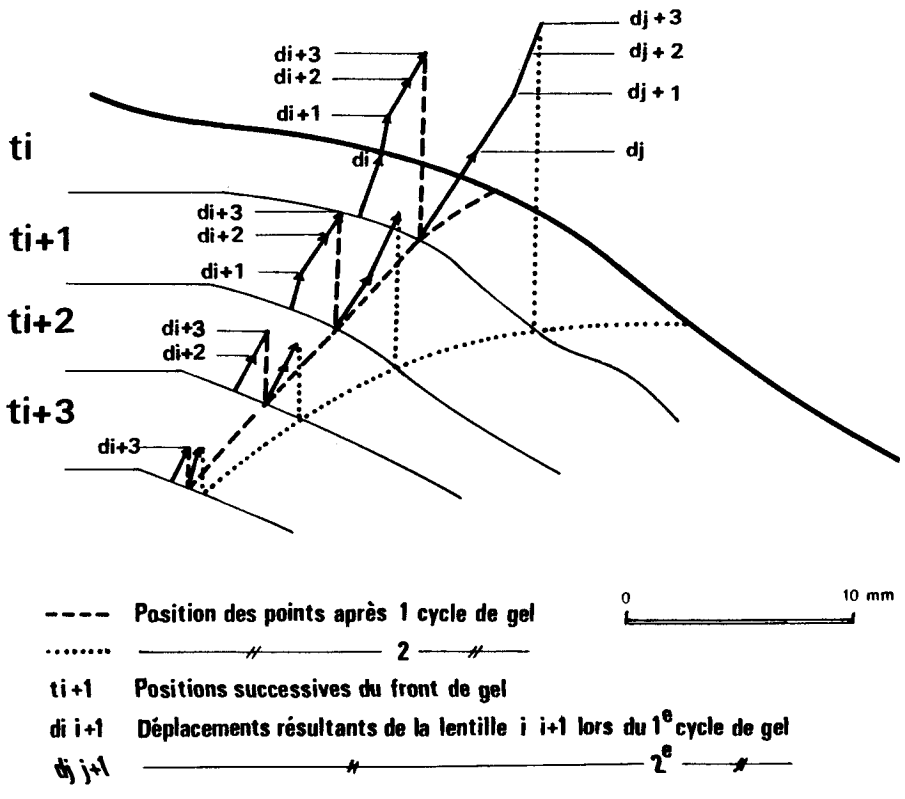


Fig. 12.3. MECANISME DU FAUCHAGE PAR FROST CREEP

1.1.3. Signification paléoclimatique de la cryoreptation

La dynamique invoquée est bien périglaciaire et non un simple creep de versant. Il est donc licite d'intégrer ces formations dans un étagement des héritages froids.

En revanche, l'interprétation paléoclimatique présentée notamment par A.GODARD (1975) mérite d'être nuancée. Celui-ci fait état d'un milieu frais, humide, opposé au milieu plus sec de la gélifluxion. Rien, à l'examen des processus invoqués plus haut, ne suppose un milieu particulièrement humide. Cette idée avait été introduite lorsque les auteurs pensaient à une déformation plastique de l'arène et des diaclases, avant que le mécanisme du développement des lentilles de glace n'ait été perçu. Dans ce type de matériel, comprenant 10 % de limons environ, la notion de plasticité perd toute signification, les indices d'ATTERBERG ne peuvent être déterminés. (ROMANOVSKI, 1949).

En revanche, les conditions requises pour la formation des lentilles de glace supposent un gel profond atteignant au moins la base du fauchage, c'est-à-dire le mètre. Les auteurs américains, (A.E. FITZPATRICK,1956; J.B.BENEDICT,1975) considèrent que le frost creep n'est pas un indicateur de pergélisol. Le processus peut partiellement fonctionner actuellement: l'hiver 1980-1981 a permis la formation de lentilles de glace de ségrégation à 40 cm sous la pelouse à 1360 au Col de la Charousse (Pl.H.T.) lors d'un coup de froid intervenu après une longue période pluvieuse.

L'alimentation en eau ne doit pas être considérable: par ascension capillaire, elle peut être fournie depuis la zone de cémentation de l'arène, une zone diaclasée bourrée de séricite, un panneau altéré entre deux panneaux sains, toutes conditions défavorables au drainage.

Ces conditions paraissent faciles à réaliser dans un contexte à hiver rigoureux, si l'été est incapable de réaliser l'assèchement du profil.

Il n'est donc pas nécessaire de faire du frost creep l'indicateur de conditions climatiques particullièrement humides: des conditions plus rigoureuses que l'Actuel sont requises, mais la conjonction d'un gel saisonnier profond et de conditions locales favorables peuvent suffire à expliquer ce processus.

1.2. LA GELIFLUXION.

Il est apparu nécessaire de faire appel à cette dynamique de manière constante pour comprendre l'occurrence de nombreuses formes de versant.

Elle est décrite par tous les auteurs comme un mouvement lent du sol soumis à sursaturation par le dégel. (J.TRICART,1967). Cette définition reprend celle qui est donnée dès 1906 PAR ANDERSSON :"gelifluction is the slow flowing from higher to lower ground of water sursaturated waste above a seasonnially or perennially frozen substrate". La présence d'un sol gelé est donc indispensable. L'examen micromorphologique des lames taillées dans ces formations a permis de faire sensiblement progresser notre connaissance des mécanismes. Les conclusions présentées par P. AUROUSSEAU, 1976; P.CURMI, 1981 et B.VAN.VLIET LANOE (1981) ont été dans leurs grandes lignes confirmées sur le terrain étudié.

1.2.1 L'étude micromorphologique.

Le premier exemple est celui de Combernaud, dans un matériel de type gneiss leptynique.

La lame 80/02 (Fig.12.4) montre des boulettes silteuses constituées de matériel de la taille des limons séparées par des vides de dégazage. Elles sont constituées de matériel de la taille des limons et des argiles, difficilement déterminable au microscope optique. On y reconnait cependant les minéraux primaires micro-divisés comme le quartz et les micas qui traduisent l'existence d'une gélivation jusqu'à ces tailles. Des argillanes postérieurs, bien développés, obstruent beaucoup de ces vides. Ils traduisent l'existence d'une phase de pédogénèse après la stabilisation de la formation.

L'exemple du Pyfara permet de nuancer les conclusions précédentes.

La lame 79/376 a été taillée dans l'arène à blocs en bordure du chemin de crête. On y observe la coexistence du squelette formé de minéraux primaires micro-divisés issus de l'arène quartzo-feldspathique. Les phénocristaux à 1 mm sont tous disjoints, légèrement émoussés, exclusivement quartzeux. A une taille plus réduite, la minéralogie est plus variée: quartz, orthose, quelques plagioclases sains. La matrice limoneuse est constituée des mêmes élements noyés dans un fond de couleur jaunâtre difficilement déterminable (argiles). Des vides polyconcaves trouent ce plasma.

Des agglomérats de matrice, granoclassés, s'enroulent autour des grains traduisant la vigueur de la dynamique gélifluidale. Certaines de ces boulettes sont centrées sur des noyaux argileux jaunes, d'autres sur des vides circulaires.

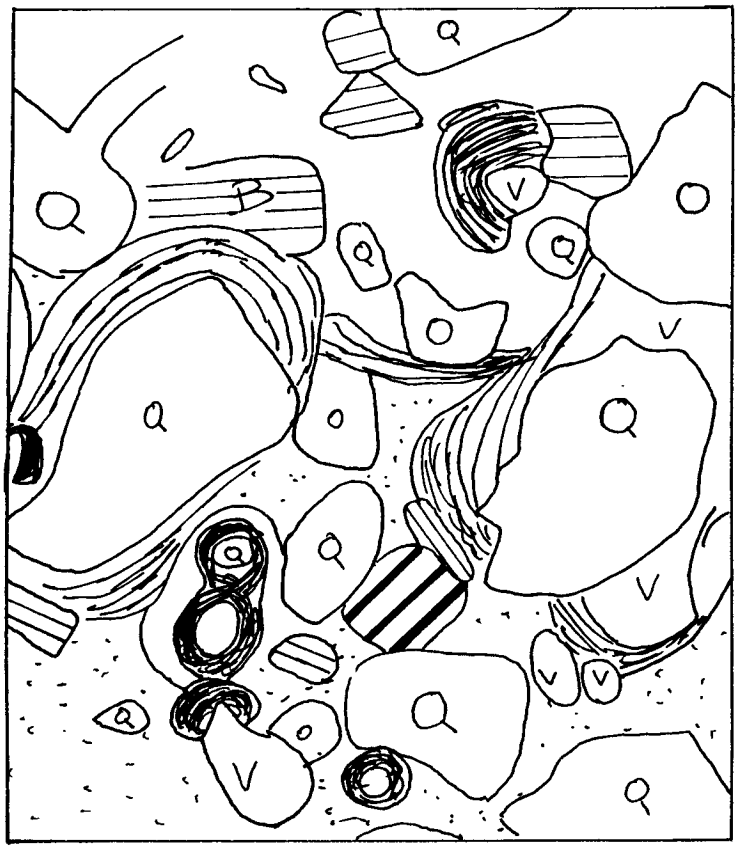


Fig. 12.4. GELIFLUXION A COMBERNAUD : CROQUIS D'APRES LAME

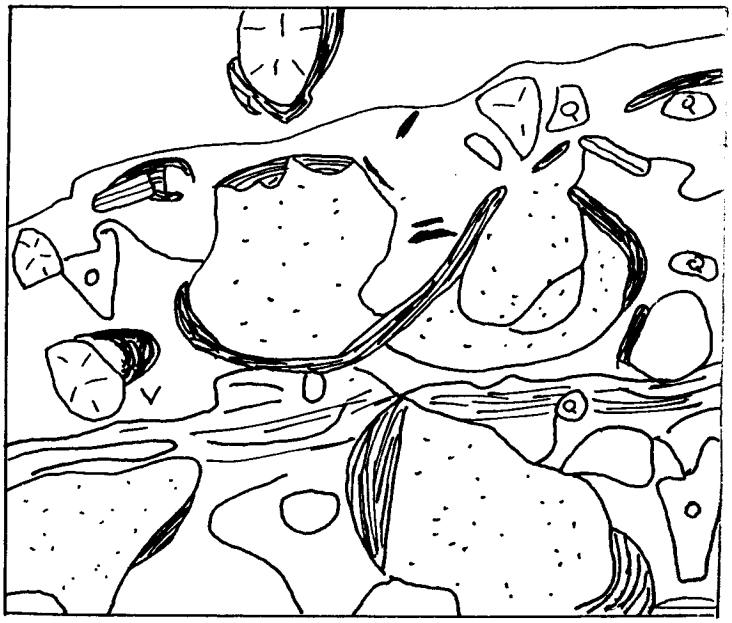


Fig. 12.5. GELIFLUXION AU PYFARA : CROQUIS D'APRES LAME

Plasma

Minéraux primaire

Coiffes silteuses litées

Argillanes et ferri-argillanes

Fig. 12.6. ILLUVIATION ET GELIFLUXION A GIMEL : CROQUIS D'APRES LAME

Cette structure appelle deux remarques: l'argillification est pour l'essentiel, antérieure à la gélifluxion, une pédogénèse antérieure a donc existé. Des noyaux de glace, ou des noyaux argileux probablement gelés ont constitué, au même titre que les grains grossiers, le squelette de certaines boulettes favorisant la rotation. Il est donc licite de se demander quelle part de glace, ou d'éléments fins gelés, ont été mis en mouvement. Il y a là des faits qui rappellent certains éléments mis en lumière dans le développement des glaciers rocheux à une autre échelle bien entendu.

Des coiffes limoneuses, beaucoup plus minces que celles qui forment les boulettes forment des ponts entre ces dernières: elles témoignent d'une reprise de la ségrégation de glace postérieurement à la dynamique de gélifluxion, après stabilisation de la formation.

Les observations à Gimel confirment les précédentes.

La lame 6 a été prélevée au sommet de l'arène à blocs. Le squelette est composé des grains de quartz, feldspath, et micas, le plus souvent en grains polyminéraux de taille millimétrique. Une matrice silteuse peu dense (20 %) laisse place à de nombreux vides. Les boulettes enrobent les grains du squelette, mais aussi parfois les vides. Elles remanient localement des illuviations silteuses plus épaisses. (Fig. 12.6)

Certaines parties de la lame, riches en matrice, présentent des coiffes peu perturbées; ce sont les parties les plus grossières. Ailleurs, la rotation des boulettes est plus marquée, les grains du squelette sont de plus petite taille.

Il semble que cet ensemble macroscopiquement homogène puisse être divisé en niveaux où la gélifluxion est bien exprimée et en niveaux où les coiffes sont plus épaisses. De véritables lignes de graviers apparaissent composées de grains du squelette et de leur coiffe, basculés et alignés à la manière d'une stone-line.

Ces observations rejoignent tout-à-fait celles de HARRIS et ELLIS (1981) sur les formations gélifluées de Norvège. L'orientation des grains du squelette quoique moins marquée, est décelable sur plusieurs lames, Gimel, le Pyfara, notamment. **La dispositionen boulettes est générale.** Les valeurs données par les auteurs pour les différentes composantes de la lame à l'aide du compteur à point paraissent s'appliquer avec quelques nuances: la part des vides, 4 à 20% correspond à celle des lames où la compaction ultérieure est faible ou nulle. Là où la compaction apparaît, la surface des pores est nettement plus réduite ce qui confirme la spécificité de cette dynamique et son autonomie par rapport à la gélifluxion.

L'importance des vides qui apparaissent par dégazage lors de l'engel est également confirmée: ils augmentent considérablement la porosité de la formation en emprisonnant l'eau de fusion, difficilement évacuée.

Les revêtements silteux à la face supérieure des grains existent partout

mais comme l'a montré B. LANOE (1981), la gélifluxion se caractérise par leur rotation en boulettes; c'est en ce sens qu'elle parle d'écoulement "turbulent" par opposition à l'écoulement laminaire du frost creep. L'origine de la structuration est la même que dans le cas précédent: la ségrégation de glace en lentilles. L'évolution est plus poussée puisque l'ensemble de la formation se met en mouvement, ceci d'autant mieux que les coiffes limoneuses entourent les grains de sables et qu'existent à la fois des vides remplis d'eau et des noyaux encore gelés.

1.2.2. La signification paléclimatique de la gélifluxion.

Cette dynamique ne peut se développer que si trois facteurs sont présents:
-une pente minimale;
-une saturation en eau;
-une teneur en fines minimale.

Le facteur pente ne mérite pas de grands développements: les observations faites actuellement et sur des formes héritées montrent que des pentes faibles suffisent. Des valeurs de 2 à 3° ont été données depuis longtemps par divers auteurs: J.TRICART, 1965; A.WASHBURN,1981) Dans la plupart des secteurs étudiés dans ce cadre, les pentes sont largement supérieures à ces chiffres minimaux, de 7 à 15 degrés. Elles conduisent seulement à des vitesses d'écoulement plus rapides.

Les deux autres facteurs qui sont liés méritent quelques développements.

La teneur en fines appréciée par l'étude granulométrique montre que 9 % des particules inférieures à 50 microns semble être un minimum absolu dans les formations de gélifluxion. Cette valeur est assez éloignée de la moyenne qui se situe entre 17 et 21 %. Ces particules sont de la taille des limons, la matière argileuse dépassant rarement 3 à 4 %.

L'analyse granulométrique est insuffisante: plus intéressante serait la connaissance du pourcentage d'argile minéralogique. Il est certainement inférieur, l'analyse aux rayons X montre toujours la présence d'oxydes, de quartz, de micas, de feldspaths. Elle ne peut guère nous renseigner sur leur imporance respective.

Le comportement des minéraux argileux vrais est fort différent des particules non argileuses: les liaisons de ces dernières sont beaucoup moins stables.

La présence d'argile nécessite des températures très basses pour extraire l'eau liée et provoquer le gel. La destruction des liaisons entre l'eau et les feuillets provoque l'effondrement complet de la structure: l'imbibition lors du dégel est

très lente, exigeant plusieurs mois ainsi que l'ont montré les expériences de P.DELAGE (1979). La porosité est réduite parfois de 50 % essentiellement dans les gros pores (macroporosité).

Les conditions climatiques nécessaires au développement de la gélifluxion sont celles d'un gel sévère. Le problème de l'alimentation en eau est résolu par la capacité de nourrissage de l'arène superficielle en eau par ascension capillaire. Les conditions locales sont donc déterminantes à cet égard. Même si des indices laissent penser que des noyaux de glace peuvent exister dans l'arène en déplacement, rien ne permet de parler de pergélisol au sens strict. La complexité des relations entre le frost creep et la gélifluxion marquée par des transitions, au sein d'un même profil, sur une même lame mince, entre une dynamique et l'autre sur une distance de quelques millimètres est un argument pour penser que les conditions requises pour les deux dynamiques sont très semblables. Il n'est pas possible d'attribuer à un changement climatique le passage de la gélifluxion au frost creep tant les relations sont complexes entre les deux dynamiques.

1.3. LE RUISSELLEMENT SUR SOL GELE.

Le ruissellement sur sol gelé affecte l'arène en altitude sur de vastes surfaces au-dessus de 1050 à 1150 mètres. En dessous de ce seuil, des passées lavées affectent les formations à blocs. Il s'agit d'une dynamique assez générale qui n'est pas seulement localisée autour des névés.

L'étude granulométrique montre que la distribution de ces arènes est gaussienne. Cette conclusion déjà présentée, (B.ETLICHER,1977) a été confirmée sur tous les échantillons étudiés. (Fig.12.7.)

La comparaison avec l'arène en place montre que la fraction grossière n'est pas différente de celle de l'arène en place. Les nuances portent sur la fraction fine progressivement éliminée: le déficit apparaît en pourcentages croissants à partir de 0,8 ou 0,6 mm. La dissymétrie de la courbe caractérisant l'arène en place en ordonnées de probabilité disparaît en même temps que les indices de classement s'améliorent.

Statistiquement, cette dynamique se traduit par le passage d'une distribution de ROSIN-RAMMLER à une distribution de GAUSS. (3)

Cette dynamique a fait l'objet de description dans le monde arctique, plus particulièrement au Groenland par J.MALAURIE (1968). "En mai-juin, le

(3) Cf Chap. précédent. 2.1.

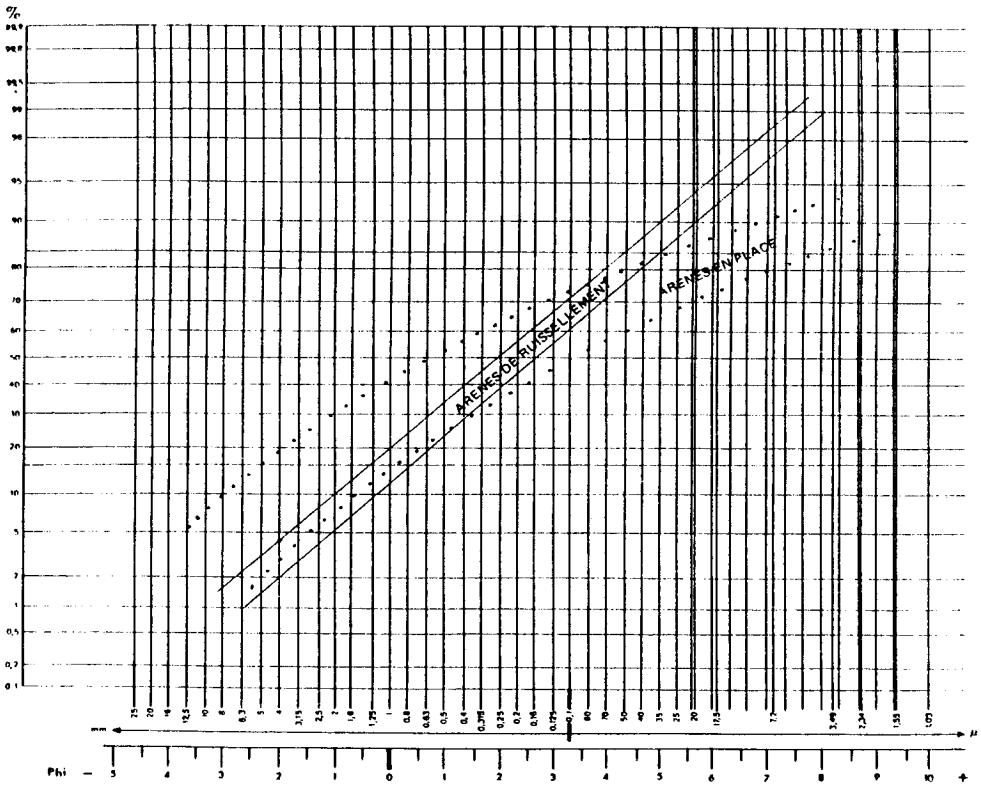


Fig. 12.7. GRANULOMETRIE DES ARENES DE RUISSELLEMENT

ruissellement est général. Au début de la fonte, des nappes d'eau claire s'épandent à partir des champs de neige, peu tassés mais étendus. (...) L'affouillement n'est possible que sur un sable dégelé et assèché sur une certaine épaisseur. Cette situation n'est possible que plus tard dans la saison."(4)

L'auteur évoque également le regel nocturne pour ralentir la concentration des filets d'eau. Il y a donc un ruissellement de surface pratiquement sans affouillement. Ces écoulements instables sapent latéralement dans la journée. "Les eaux passent rapidement d'une phase d'alluvionnement à une phase d'érosion et vice-versa."

La convergence de ces notations avec les observations des arènes de ruissellement sont évidentes. La présence d'eaux claires concorde bien avec la granulométrie des sables déposés, remaniés régulièrement, qui ne comportent pas de particules inférieures à 50 microns.

Le remplacement de la gélifluxion par le ruissellement sur le sol gelé ne traduit pas obligatoirement une plus grande rigueur du climat mais des modalités de dégel particulières: la fonte d'une couverture nivale sur un sol encore gelé en profondeur.

Le phénomène ne se développe qu'en altitude, peut-être parce que, plus

(4) Thèse p. 375.

bas, la couverture nivale n'est pas suffisamment épaisse; il est à remarquer que cette dynamique est exclue des formations postérieures à la déglaciation pourtant connues pour leur froid, mais peut-être trop sèches.

La coexistence d'une couverture nivale et d'un sol gelé peut sembler paradoxale: il est bien connu que la neige s'oppose à la pénétration du gel dans le sol. Cet effet ne joue cependant que si la couverture est très importante, supérieure à 0,5 m (A.WASHBURN,1982) ou tardive dans la saison froide.

Le relais de la gélifluxion par le ruissellement semble donc marquer des conditions climatiques rigoureuses, avec une humidité importante et tardive, condition assez favorable au développement de l'englacement. Il traduit surtout des modalités de dégel particulières, un réchauffement estival brutal amenant la fusion du tapis nival mais incapable en raison de regels nocturnes d'engendrer le développement d'un mollisol notable.

L'arrivée brutale d'air doux, humide, accompagné d'une forte nébulosité voire de pluies, limite la radiation solaire au sol et entrave le dégel du sol tout en favorisant celui de la neige: l'air froid piégé dans les pores du sol et peu renouvelé entrave la pénétration de l'onde de chaleur. (C.P. PEGUY,1952)

1.4. LA STRUCTURATION LAMELLAIRE ET LA COMPACTION.

1.4.1. Les phénomènes d'induration périglaciaire.

Sont désignées sous le nom général de formations compactées des formations indurées sous l'action de la glace de ségrégation.

Ces phénomènes sont bien connus sous le nom de fragipans par les pédologues depuis les travaux de A.E.FITZPATRICK (1956). Ces phénomènes décrits et observés dans les loess l'ont moins été dans les arènes bien qu'AUROUSSEAU (1976) assimile certains horizons des arènes à blocs à des horizons fragiques.

J.C.FLAGEOLLET et B. VAN VLIET-LANOE (1981) décrivent sous le nom de crassin des indurations dans les moraines vosgiennes. L'interprétation proposée ne permet pas de trancher clairement entre le tassement par un glacier et la glace de ségrégation.

L'intérêt du secteur étudié est de montrer le caractère général de ces

indurations tant dans des formations glaciaires que périglaciaires. Il s'agit donc d'un phénomène postérieur au dépôt, indépendant, qui se développe dans des conditions précises de milieu.

1.4.2. L'étude micromorphologique.

Deux exemples seront proposés à Lachet, dans une moraine "externe" et à Gimel.

* La lame du Lachet (Fig.12.8a) est taillée dans la moraine du même nom, à son débouché dans l'alvéole de Chalmazel.

Le squelette est très abondant, constitué de quartz et d'orthose exclusivement, confirmant le caractère évolué de la moraine. Nettement émoussés, les grains ont une forme ovoïde ou sphérique permettant une distinction claire avec les dépôts de pente. Il sont en majorité monominéraux.

La structuration lamellaire se traduit par des coiffes épaisses de 0,2 à 0,3 cm espacées de 0,05 à 0,07 cm en moyenne. Deux élé ments les composent:

- des dépôts silteux sur la face supérieure des grains formant des ponts entre les grains du squelette;
-des argillanes minces, 0,1 à 0,3 mm autour des vides qui les recouvrent traduisant le développement d'une illuviation après la compaction;

Le tassement est important:les vides sont rares. Aucun signe de gélifluxion n'est perceptible.

* La lame de Gimel (Fig.12.8b) est taillée dans la partie inférieure de l'arène à blocs.

Le squelette comprend toutes les espèces minérales de l'arène en place, à l'exception des biotites et des plagioclases. Les minéraux sont orientés parallèlement à la pente par le tassement.

La lame est envahie d'un plasma silto-argileux complexe brunâtre. On peut y reconnaître des particules quartzeuses, des fragments de micas orientés, des zones argileuses et des phyllites altérées.

Les lamelles de plasma atteignent 0,8 cm d'épaisseur: elles ondulent localement et sont espacées de 0,4 cm. Elles sont constituées de coiffes silteuses à la base puis argileuses; les vides sont partiellement comblés par les ferri-argillanes. Le granoclassement est peu marqué. Des coiffes existent également, de couleur brun-rouille autour de certains grains du squelette voire même de boulettes exclusivement plasmiques. Elles s'observent dans toutes les positions ayant subi une rotation complète, voire une dislocation.

Des dépôts limono-argileux microlités brun-sombre recouvrent indifféremment les grains du squelette et les revêtements précédents: ils forment des ponts entre les grains du squelette et ne sont pas déplacés. Des ferri-argillanes brun-clair recouvrent et colmatent les vides plus ou moins partiellement. La structure est en général tassée, et les formes de micro-turbation sont nombreuses: biotites pliées, cassées, boudinages des coiffes etc...

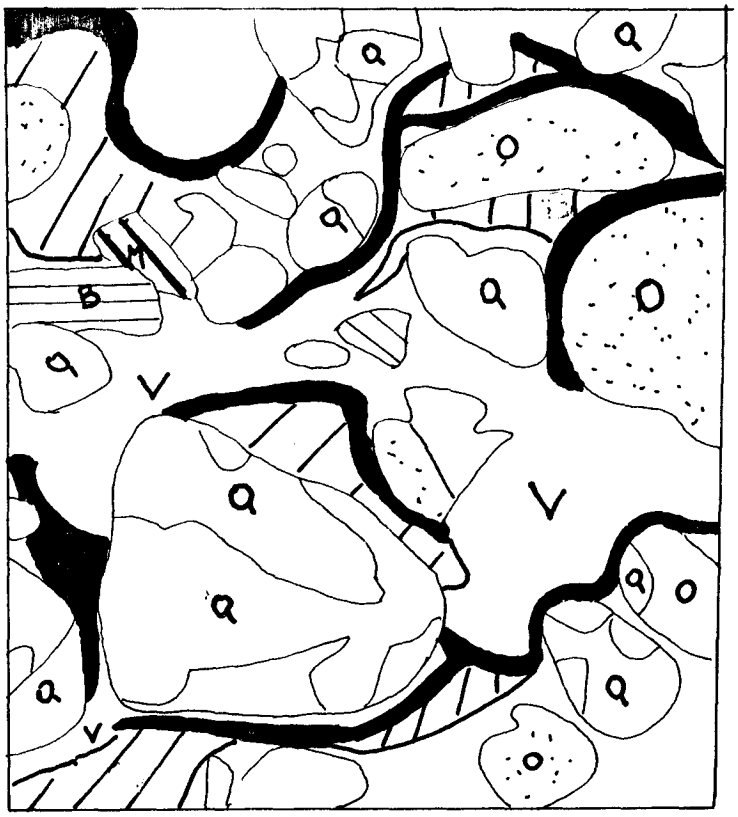


Fig. 12.8a. COMPACTION AU LACHET : CROQUIS D'APRES LAME

Plasma

Minéraux primaires

Coiffes silteuses litées

Argillanes et ferri-argillanes.

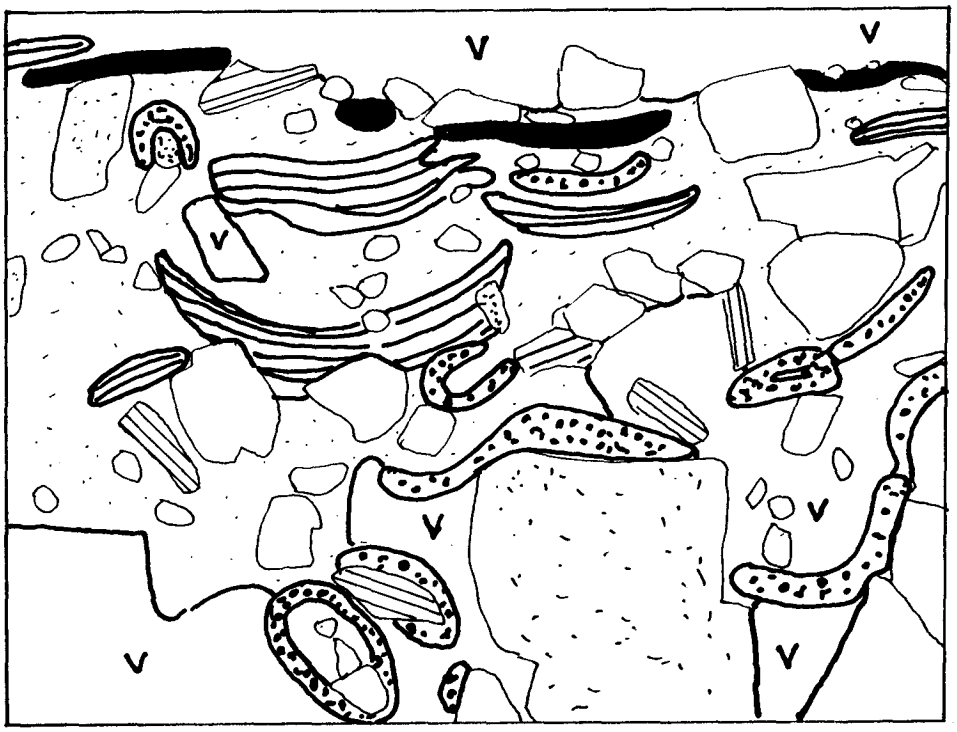


Fig. 12.8b. COMPACTION A GIMEL : CROQUIS D'APRES LAME

1.4.3. Les mécanismes de la compaction.

Le mécanisme de la compaction est la ségrégation de glace tout comme dans le frost creep. L'évolution est cependant plus poussée, le grano-classement des éléments est mieux exprimé. L'épaisseur des coiffes peut atteindre des valeurs de plusieurs millimètres. L'espacement des strates de glace, donc des coiffes, est beaucoup plus proche que dans les formations affectées du seul frost creep. Le phénomène physique essentiel est la cryophorèse, la migration des particules fines en avant du front de gel. La proximité très grande des strates, inférieure à leur épaisseur, donne au dépôt un texture feuilletée. Cette évolution suppose à l'origine, un matériau riche en fines, ce qui est le cas à Gimel, Chorsin, au Lachet; cette richesse est imputable à l'altération préalable, ou à un enrichissement en fines d'origine éolienne, deux explications qui ne sont pas exclusives l'une de l'autre.

La très grande proximité des lentilles de glace suppose un gel lent. (J. AGUIRRE PUENTE,1969) La compaction, croissante vers le bas, est un fait général à Gimel et au Lachet. Cette ségrégation de glace se serait donc réalisée sur un sol gelé à la base, avec une bonne alimentation en eau. Les deux sites, au Nord, à la base d'un versant, à proximité de sources, sont favorables.

La compaction affecte tous les matériaux dérivés de l'arène. La migration des fines est acquise rapidement si les conditions thermiques et hydriques sont favorables. Cette migration est indépendante des phénomènes précédents. Elle peut même affecter l'arène en place. ***La cryophorèse décelable à l'échelle microscopique est un phénomène banal, général et permanent de la dynamique périglaciaire;*** *en revanche, le développement de* ***lits plurimillimétriques de limons exige des conditions rarement réunies de granulométrie et d'alimentation hydrique.*** *Lorsque ces conditions sont réunies, et là seulement, la compaction de l'ensemble du dépôt apparaît par tassement des fines lors de la croissance des lentilles de glace.*

1.4.4. La répartition des formations compactées.

L'étude de la répartition des formations compactées montre que leur fréquence maximale se situe en altitude. 1100 à 1150 mètres semblent être un minimum au-dessus duquel la compaction se généralise. En-dessous de ce seuil, elle peut se rencontrer en exposition nord jusque vers 800 mètres.

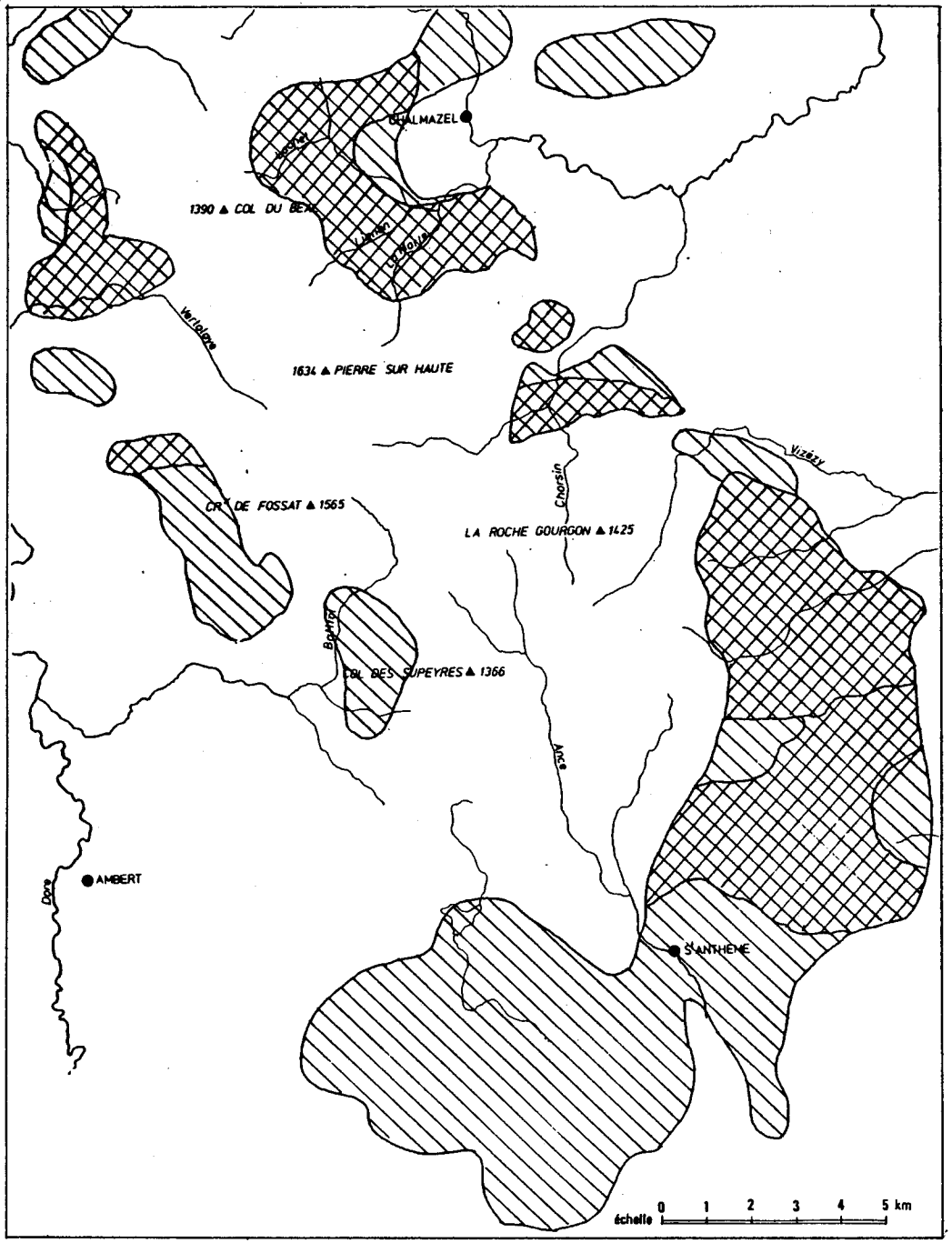
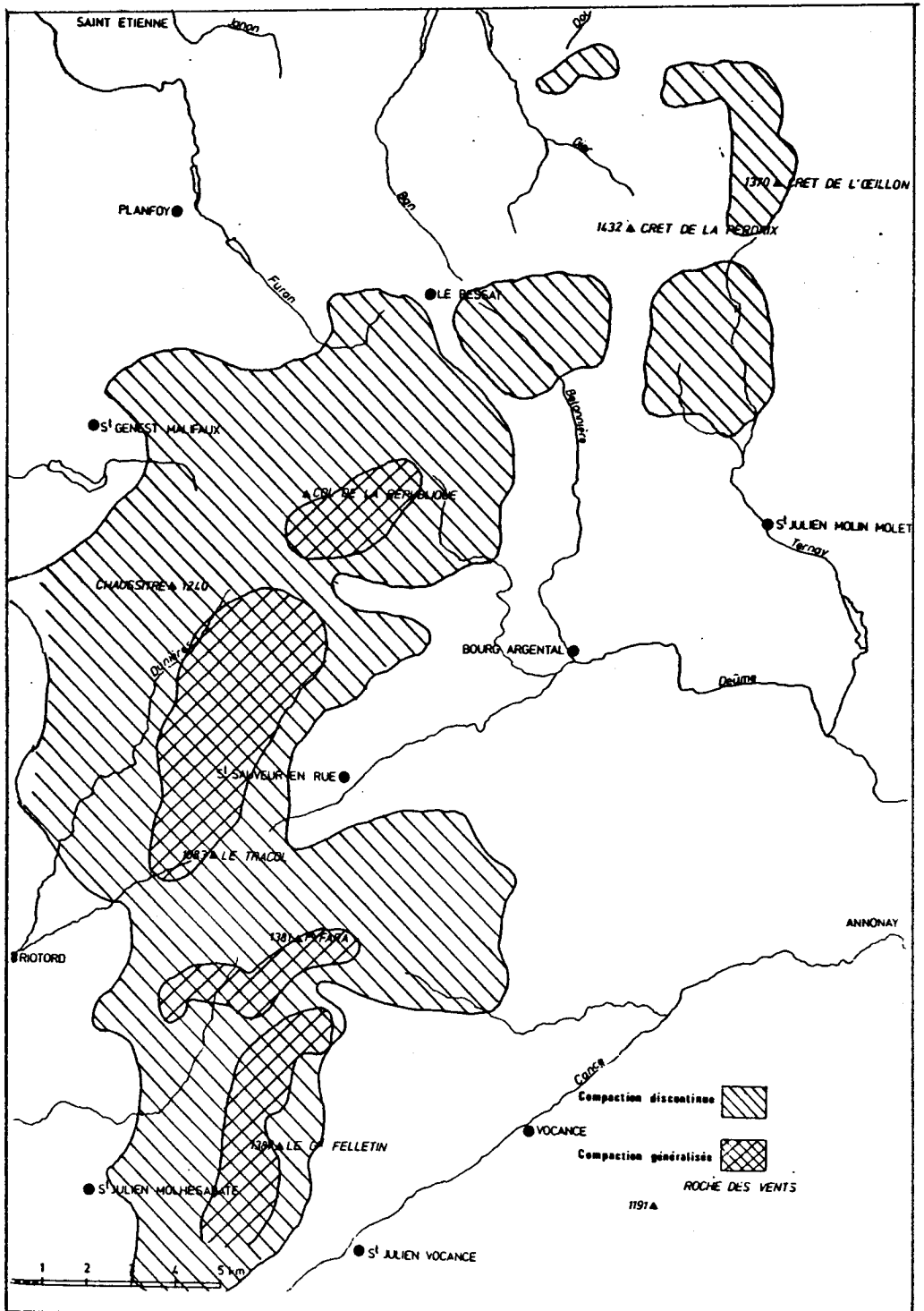


Fig. 12.9. CARTE DES ARENES COMPACTEES



L'examen de la carte des compactions en Forez (Fig.12.9a) montre un secteur discontinu, et un secteur à compaction continue. Ce dernier correspond, de manière significative, aux secteurs enrichis en limons de la carte 11.22. Ces secteurs sont le versant oriental sous la ligne de convexité cryonivale, à proximité de la zone englacée. Il s'agit des secteurs suralimentés en neige et en fines.

La carte du Vivarais conduit à des conclusions voisines: l'escarpement au pied de la ligne de crête reste le secteur privilégié. Les versants à l'Est du Grand Bois, du Panère, du Pyfara, du Felletin sont les plus propices. (Fig. 12.9b). Dans ce dernier cas, les compactions sont développées dans les arènes à blocs sous les chirats.

Ces remarques méritent une nuance importante: cette compaction affecte rarement l'ensemble du profil de l'arène à blocs mais, le plus souvent un ou plusieurs niveaux séparés ou surmontés par des niveaux non compactés. L'interprétation en termes stratigraphiques de cette disposition sera esquissée plus loin.

La compaction par ségrégation de glace est un phénomène irrégulier dans l'espace et le temps: la teneur en fines est une condition nécessaire mais non suffisante, certains niveaux riches en fines ne sont pas compactés. La compaction croît, de manière générale, de la surface vers la profondeur. Les arènes à gros blocs de surface le sont rarement, celles à petits blocs en profondeur le sont plus souvent. Des niveaux non compactés s'intercalent entre les niveaux compactés. Divers degrés de compaction sont décelables au sein d'une même coupe et d'une coupe à l'autre en relation avec l'épaisseur des coiffes limoneuses. La compaction est maximale là où la structure feuilletée est mieux exprimée.

1.4.5. Interprétation paléoclimatique des compactions.

La compaction croissante vers le bas ne peut se comprendre que dans le cadre d'un pergélisol. Le processus invoqué conduirait, dans le cas d'un gel saisonnier, à un amortissement rapide de l'onde de gel en profondeur, à une dessication par cryosuccion des horizons profonds, donc à un espacement des lentilles de glace comme le fait s'observe dans les arènes fauchées. (B. VAN VLIET LANOE, 1982). Au contact du mollisol et du pergélisol, au contraire, la compaction est maximale, parce que une saturation en eau s'y développe, et

que lors du gel, à l'onde de froid de surface, s'ajoute celle venant du sous-sol gelé. Vers la surface, la gélifluxion déstructure la formation.

Le contact de la zone compactée avec celle qui ne l'est pas est toujours brutal à la base. (Chorsin, Gimel, Pyfara). Cette ligne représente le contact pergélisol-mollisol. Vers le haut au contraire, le contact est parfois progressif. L'existence de zones non compactées dans un profil ne peut se comprendre que par suite de phases successives d'apport et de compaction. **Elle confirme, avec les hiatus minéralogiques, granulométriques l'idée que les arènes à blocs sont des séquences complexes pouvant donner lieu à l'établissement d'une stratigraphie .**

Dans cette perspective, l'étude des compactions peut se substituer à celle des paléosols interglaciaires qui n'existent pas bien souvent. Elles constituent **de véritables paléosols périglaciaires.**

La compaction conduit à admettre l'existence d'un pergélisol; elle conduit aussi à envisager des évolutions polyphasées, car le développement de la compaction ne peut se comprendre que sur une formation déjà stabilisée, qui n'est plus affectée par le frost creep ou la gélifluxion.

Qu'il s'agisse d'une moraine, d'une arène mise en place par gélifluxion ou tout autre processus, la compaction traduit l'existence de deux épisodes de froid distincts au minimum . Si les faits sont indiscutables dans le cas d'une moraine, ils le sont moins dans le cas d'une formation périglaciaire. La stabilisation de la formation pourrait certes résulter d'une atténuation du froid: mais dans la mesure où la compaction suppose un gel rigoureux, cette thèse n'est guère défendable. C'est tout le problème du passage d'une dynamique à l'autre qui se trouve posé.

2. D'UNE DYNAMIQUE A L'AUTRE.

2.1. DE LA CRYOREPTATION A LA GELIFLUXION

Le passage de la cryoreptation à la gélifluxion peut-il être posé en termes paléoclimatiques ou résulte-t-il d'une évolution locale sur le versant?

La réponse à cette question essentielle n'est pas aisée à donner: deux aspects contradictoires apparaissent nettement à l'examen macroscopique et microscopique.

2.1.1. L'examen microscopique.

A cette échelle, la gélifluxion n'est pas diférente, dans sa nature, de la cryoreptation. Dans un cas comme dans l'autre, des coiffes se développent sur le squelette, mais dans la gélifluxion, une rotation des grains provoque l'arrondissement des coiffes en boulettes séparées par des vides. L'évolution est la même, elle est seulement plus poussée dans le second cas.

Ces observations sont en accord avec certaines observations de terrain: le passage du fauchage à l'amont à la gélifluxion à l'aval, se fait de manière progressive dans certaines coupes. Il est même raisonnable de penser que la structuration par le gel, le développement des coiffes, est un facteur qui favorise la rétention de l'eau dans les formations, freine le drainage et permet la saturation des horizons supérieurs.

Il est connu que la perméabilité et la porosité d'une formation meuble ne sont pas en étroite corrélation avec sa granulométrie. C'est la raison pour laquelle les tests d'Atterberg sont nécessaires et ne peuvent être remplacés par une simple étude granulométrique. Les travaux des auteurs américains de l'Université de Purdue (Lafayette, Indiana) (5) puis plus récemment de M.AUDIGUIER (inédit) ont montré qu'une meilleure approximation de la capacité de saturation des sols était fournie par la mesure de la porosité au mercure. Les essais de P. DELAGE (1979) ont montré tout le rôle que la dessication pouvait avoir sur la porosité des formations fines: les agrégats argileux s'effondrent littéralement et les pertes de porosité sont considérables atteignant 50%. L'auteur interprète cette chute de porosité comme le résultat de la disparition de la porosité inter-agrégat, c'est-à-dire la macroporosité accessible sous de faibles pressions capillaires. Les liens des agrégats entre eux et avec les particules non argileuses sont détruits, amenant une décohésion de l'ensemble lors du dégel, favorisant leur mise en rotation.

Les lits enricihis en coiffes sont donc des lieux privilégiés de déclenchement de la gélifluxion. Ce sont les lits où les coiffes sont les plus épaisses qui sont les premiers affectés par la rotation en boulettes.

Il y a donc un relais de deux dynamiques qui se succèdent dans le temps, la première favorisant le développement de la seconde, mais qui peuvent être concommitantes d'un lit à l'autre.

---

(5) I. GARCIA BENGOCHEA (1978); REED et al. (1977)

2.1.2. L'examen sur le terrain: la patinette.

A cette échelle, qui est celle de la coupe voire d'un ensemble de coupes, le passage d'une dynamique à l'autre se fait, le plus souvent, par une rupture nette déjà soulignée. Le nom de patinette est proposé pour désigner une bande argileuse blanche ou rouge, parfois jaune ou bleuâtre, située à la base de la formation de gélifluxion. (6)

Lorsque le contact est brutal entre la formation de gélifluxion et son substrat, il est fréquent d'observer l'existence d'une mince bande argileuse. Elle peut n'avoir qu'une épaisseur millimétrique, mais la carrière des Sétoux sur la route du col de la Charousse, présente une bande argileuse épaisse de 1 à 5 cm ayant permis d'effectuer des observations précises.

En soi, l'existence d'un liseré argileux entre deux formations de perméabilité différente n'a rien d'étonnant. Le rôle de cette bande est celle d'un plan de glissement entre une formation stabilisée et une formation en déplacement.

Des stries d'environ 0,1 à 0,2 mm de profondeur sont très nettement visibles dans l'argile: elles s'expliquent par le frottement de l'arène lors de son déplacement, notamment des sables et graviers qu'elle entraine à sa base. En matériel argileux, le phénomène est toutes proportions gardées,semblables aux stries glaciaires.

Les mêmes faits ont été observés ailleurs, Riotord, Chorsin...

L'intérêt géomorphologique de la patinette est de mettre en lumière un mouvement différentiel entre deux formations; mieux, la conservation de cette patinette, sans morcellement ni déformation, démontre que la formation sous-jacente est complètement stabilisée lors du déplacement de la formation supérieure.

Le passage du frost creep de l'arène fauchée à la gélifluxion n'est donc pas le fait d'une transition progressive, mais est bien séparée par un hiatus chronologique et une stabilisation de la formation inférieure.

2.1.3. Conclusion au passage de la cryoreptation à la gélifluxion.

La contradiction entre les deux approches du problème ne peut être levée que dans une perspective topographique et chronologique. La présence de formations de cryoreptation stabilisées sous la couverture gélifluante n'exclut

---

(6) Terme proposé lors d'une sortie commune avec B. LANOE en 1980 aux Sétoux.

nullement qu'ailleurs, en même temps, la cryoreptation puisse se développer. A cet égard, la position des arènes fauchées au bas des pentes permet d'avancer les hypothèses qui suivent:

- dans une première phase, la cryoreptation est surtout active au bas des versants. Une meilleure alimentation en eau et une couverture d'arènes plus épaisse sont susceptibles de jouer le rôle d'éponge et d'alimenter par cryosuccion les lentilles de glace.

- dans une seconde phase, la cryoreptation est plutôt active sur les hauts de versant; la pente est plus forte et rapidement, la cryoreptation devient gélifluxion. Dans cette phase, les bas de versant ne sont pas remis en mouvement: cette stabilisation des bas de versant s'explique parce que le dégel ne s'y fait pas sentir, ou s'y fait trop lentement: l'écoulement gélifluidal se développe sur sol gelé.

L'impossibilité pour les bas de versant de dégeler rappelle certaines inversions d'étagement de végétation où les espèces adaptées aux milieux les plus rigoureux sont dans les fonds de vallée. Trois raisons incitent à penser que les bas de versants dégelaient plus difficilement:

* l'ensoleillement est moindre en raison de l'ombre portée surtout pour les expositions Nord et Est à l'ombre pendant les heures chaudes;

* la teneur en eau du sol toujours plus élevée à la base en raison des flux hypodermiques qui réapparaissent au jour au pied du versant; l'expérience menée plus haut a montré l'importance de ce facteur qui peut multiplier par 3 ou 4 la durée du dégel;

* La teneur en fines du bas de versant est souvent plus élevée, par colluvionnement, par l'accumulation sous le vent d'apports éoliens.

L'existence d'inversions thermiques serait une quatrième raison: à l'échelle du versant élémentaire, son rôle ne semble pas devoir être déterminant.

On assiste donc à un engraissement périodique du bas de versant, le dépôt d'une année, ou d'une série d'années ne parvenant pas à dégeler, se trouve fossilisé sous les dépôts postérieurs. Cette superposition peut se réaliser ***à l'échelle d'une saison, d'une oscillation froide, voire d'un stade, voire d'une glaciation.***

Dans ce modèle, les différentes parties du versant ne fournissent donc pas en même temps les matériaux:

**** dans un premier temps, la dénudation affecte surtout la base du versant,*** *mieux saturée en eau; le processus dominant est la cryoreptation, ce qui n'exclut pas, localement, la gélifluxion ou les formes intermédiaires lorsque la teneur*

en fines le permet. Les hauts de versant évoluent peu parce qu'insuffisamment humides.

** **dans un second temps,** le froid le plus rigoureux empêche tout dégel du bas des versants; **les hauts de versant sont surtout sont surtout affectés par le fauchage qui en raison de pentes plus fortes et peut-être d'une meilleure saturation des horizons de surface en eau, (neige ou gel plus profond ?) passe progressivement à la gélifluxion. Les bas de versant, peu ou pas dégelés, n'évoluent pas et sont fossilisés sous les dépôts venus d'en haut.***

Il n'est donc pas possible de répondre à la question de la signification climatique du passge du fauchage à la gélifluxion sans prendre en considération les dimensions de l'espace et du temps. Cryoreptation et gélifluxion ont existé ensemble; mais la localisation de chacune des dynamiques peut être interprétée dans le cadre d'une recherche paléoclimatique.

2.2. DE LA CRYOREPTATION A LA SEGREGATION DES FINES.

Les rapports de la cryoreptation et de la cryophorèse sont particulièrement complexes. L'examen des coupes d'arène fauchées montre deux processus distincts dans leur développement.

Le premier est la cryoreptation qui explique le déplacement. Cette dynamique de cisaillement conduit elle-même à l'élaboration d'un litage dans la mesure où des panneaux de granulométrie différente sont séparés par des diaclases plus argileuses. Il s'agit d'un litage par déformation géométrique sans redistribution du matériel. Il reste du domaine des mouvements de masse.

A cette dynamique se superpose le développement de lits silteux, et une redistribution des minéraux, surtout des micas, par des mécanismes où la cryophorèse a la part essentielle mais pas exclusive. Ces processus ont été évoqués au chapitre précédent.

Dans l'espace, l'apparition de cette seconde dynamique peut être détectée là où l'orientation des micas devient la règle dans les lits grossiers, là où les coiffes limoneuses s'épaississent dans les lits fins, au-dessus de la diaclase. Le relais des deux processus est délicat à mettre en lumière; l'existence des lits argileux, source d'humidité, est susceptible de ralentir la pénétration du front de gel et de constituer une alimentation pour le développement de lentilles de glace. L'examen de deux lames permet de montrer la succession des phénomènes.

2.2.1. Les lames.

Deux lames provenant des Sétoux et de Gimel permettent d'étudier les rapports de la cryophorèse et de la cryoreptation.

Sur la lame des Sétoux on observe:

* dans le lit grossier, la déformation par cryoreptation se traduit par l'existence d'agrégats recouverts de coiffes, avec un début de rotation. Il est d'autant plus marqué que l'on s'approche de la diaclase: elle constitue une excellente discontinuité, imperméable, favorisant l'engorgement.

* dans le lit fin, cette même structure est envahie par les silts; on retrouve la même texture que dans le lit grossier, les mêmes boulettes, mais quelle que soit leur composition, elles sont noyées dans un plasma qui, macroscopiquement, constitue le lit limoneux surmontant la diaclase fauchée.

La seconde lame est peut-être plus didactique encore: (Fig. 12.10)

Taillée dans la carrière de Gimel, elle montre trois ensembles:

* le lit grossier où le squelette occupe l'essentiel de l'espace; les coiffes, l'orientation des micas sont bien visibles; la rotation des boulettes se manifeste à mesure que l'on s'apporoche des lits fins.

* le lit argileux est bien individualisé: sa largeur est de 4 mm; un vide le sépare des lits avoisinants; il est constitué d'une pâte argileuse avec de petits minéraux primaires, quartz et phyllites. Aucune coiffe ou structure périglaciaire n'y est visible. Il est localement déformé par des grains issus des lits grossiers qui le perforent littéralement, traduisant les pressions lors du gel.

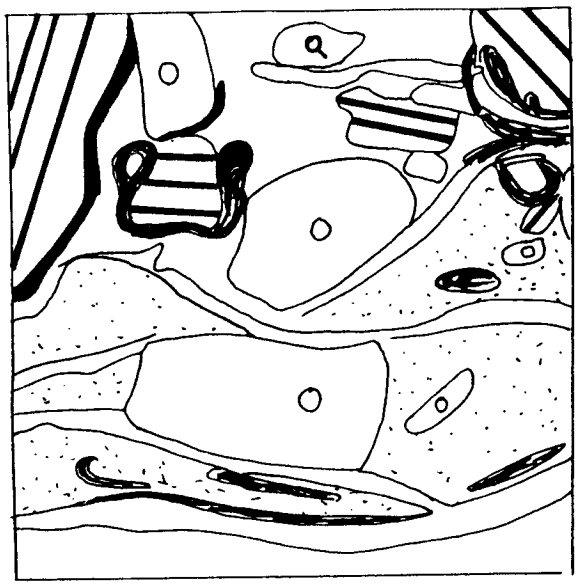
* le lit limoneux surmonte le lit argileux: il est épais de 7 mm environ; sa structure est sans rapport avec celle du lit argileux: elle est au contraire, très voisine de celle du lit grossier à la nuance près que toute la surface entre les coiffes et les boulettes qui restent nettement reconnaissables, est occupée par un plasma silteux envahissant. La taille des éléments, le microlitage, la fraicheur minéralogique le distinguent totalement du lit argileux.

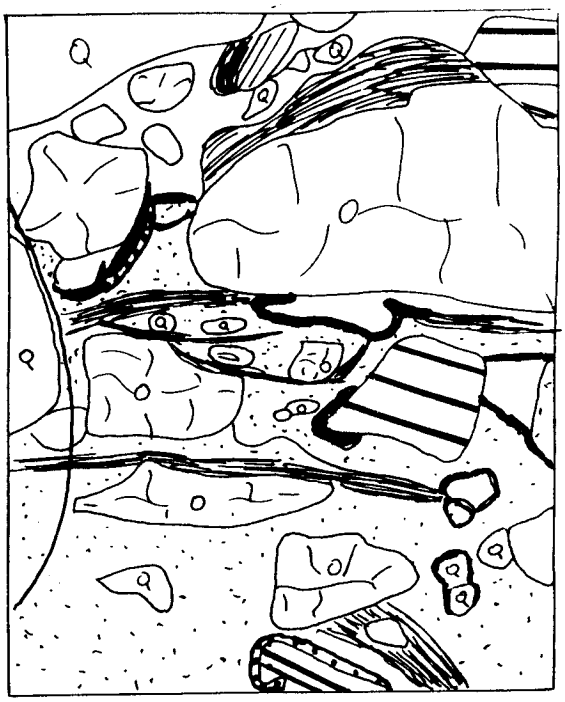
Le colmatage des lits fins est postérieur aux phénomènes de cryoreptation et de gélifluxion: il est à mettre en relation avec la présence du lit argileux sous-jacent qui constitue une réserve d'humidité et un obstacle au drainage. Quantitativement le lit limoneux est plus important que le lit argileux.

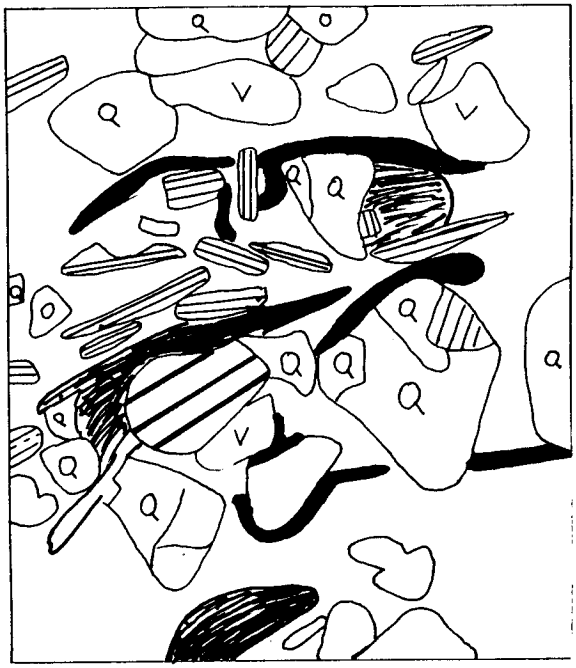
2.2.2. Conclusions.

Les rapports de la cryoreptation et de la ségrégation des fines peuvent être définis comme suit:

* ***le premier précède le second dans le temps.*** *Lui seul constitue la dynamique responsable du déplacement des arènes fauchées; le second n'affecte, plus ou moins, que certains niveaux lorsque les conditions sont favorables,*







Plasma

Minéraux primaires

Coiffes silteuses litées

Argillanes et ferri-argillanes.

Fig. 12.10. LITS ARGILEUX ET LIMONEUX A GIMEL : CROQUIS D'APRES LAME

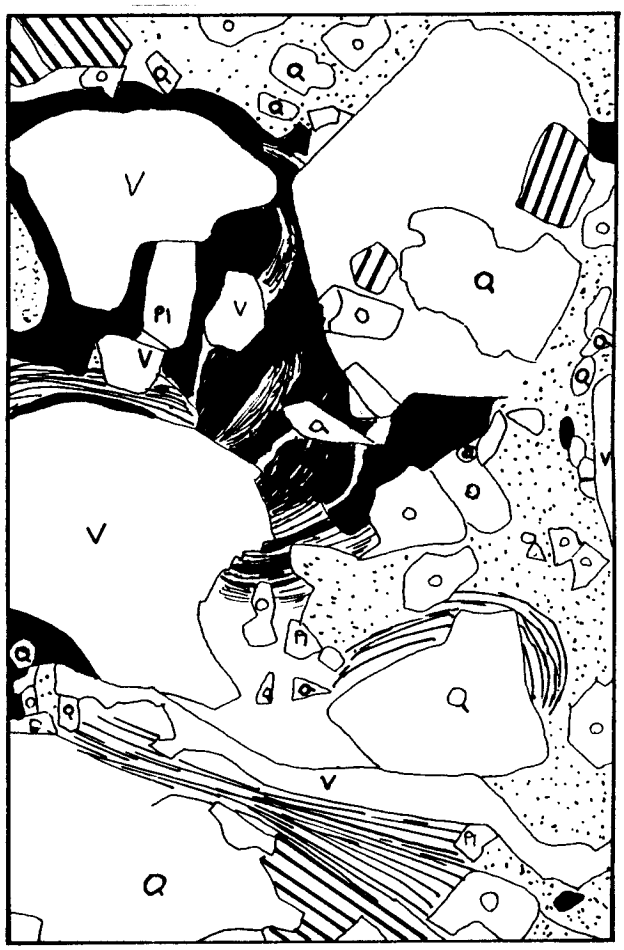


Fig. 12.11. COMPACTION ET ILLUVIATION A MARLIOUX : CROQUIS D'APRES LAME

notamment que les lits argileux sont assez épais.

**** le second se superpose au premier dans l'espace; le lit limoneux recouvre le lit argileux.*** *Il prend un développement croissant vers l'aval des lits; il peut être macroscopiquement le seul visible si les films argileux des diaclases sont minces.*

L'assimilation des arènes fauchées à un seul processus serait donc abusive. *Successivement le frost creep, éventuellement un début de gélifluxion, la concentration des fines interviennent dans leur formation à des degrés divers selon les conditions locales.*

2.3. DE LA GELIFLUXION A LA SEGREGATION DES FINES ET A LA COMPACTION

Les rapports entretenus par l'ensemble des processus entre eux sont suffisamment complexes pour que quelques exemples soient nécessaires pour éclairer la discussion.

La lame 80/4 prélevée à Marlioux a été retenue pour illustrer les rapports entre les diverses dynamiques (Fig.12.14). Elle a été taillée dans la base de la formation à blocs compactée, dans une coupe décrite précédemment.(7)

Le squelette est composé des minéraux primaires usuels, mais les plagioclases ont disparu. Autour des grains, un revêtement brun-rouge en lumière naturelle, opaque en lumière polarisée, traduit l'existence d'une pellicule de fer et de manganèse oxydés à la surface des grains. Cette pellicule recouvre toutes les faces. De nombreux argillanes disloqués sont également enrobés par une pellicule identique.

Des coiffes limoneuses recouvrent à la fois ce squelette et les argillanes? Les boulettes séparées par des vides polyconcaves très nombreux et abondants sont constitués.

Une part de ces vides est colmatée par d'autres argillanes, jaune clair cette fois, traduisant une illuviation très importante, puisque leur épaisseur dépasse celle des plus gros grains du squelette et atteint 1 mm. Ces ferri-argillanes présentent un litage rythmique, avec alternance de lits argileux surtout au début, et de lits plus silteux au sommet. La teinte plus brunâtre au sommet traduit l'illuviation de matière organique. Ces argillanes sont eux mêmes éventrés et disloqués par un réseau de fissures, rempli de matériel silteux, formant des ponts entre les boulettes précédentes et les argillanes.

L'interprétation de ces observations peut être la suivante: une arène altérée, pédogénétisée, est soumise à une phase de gélifluxion aboutissant à l'apparition de coiffes et de boulettes. Une seconde pédogénèse intervient alors,

---

(7) Au Chapitre 9. Cf 2.1.3.

traduisant un arrêt total de la dynamique périglaciaire. L'importance de l'argillification permet d'envisager un véritable paléosol, correspondant à un climat tempéré. Une seconde phase froide, responsable de la mise en place de l'arène supérieure qui surmonte ce niveau intervient progressivement. La détérioration climatique a été parfaitement enregistrée par le passage des argillanes à l'illuviation de matière organique puis des silts. Lors de cette deuxième crise froide, seules la ségrégation de glace et la compaction interviennent, ennoyant les argillanes de l'interglaciaire précédent, sans remise en mouvement de la formation.

Dans cet exemple, c'est bien à une évolution polyphasée que l'on a affaire: la stabilisation de la formation résulte ici comme en d'autres sites, du développement d'un paléosol qui, en colmatant l'arène à blocs, a facilité la rétention d'eau, freiné le dégel estival. Il n'y a pas ici, de passage progressif de la gélifluxion à la compaction: une phase de pédogénèse sépare les deux épisodes. **Ce sont les changements de la texture de l'arène à blocs à l'issue de la pédogénèse qui expliquent le changement de dynamique lors de la crise froide suivante.** La pédogénèse contribue donc à fixer et stabiliser le dépôt.

3. DYNAMIQUE DE L'ARENE ET PETROGRAPHIE

Les processus invoqués pour comprendre la dynamique de l'arène sont largement indépendants de la nature pétrographique du substrat. Les différentes compositions pétrographiques des roches étudiées sont trop voisines pour que les différences de granulométrie des arènes ou de conductivité thermique puissent engendrer des dynamiques distinctes. Les facteurs qui expliquent le développement préférentiel de telle ou telle dynamique sont plutôt de type stationnel ou lié aux héritages. Comme il est vrai que, pour une part, ces héritages préglaciaires résultent de phénomènes d'érosion différentielle, on retrouve une influence indirecte de la pétrographie sur la dynamique préglaciaire. Trois facteurs semblent devoir être retenus pour expliquer l'inégale répartition des différentes dynamiques, l'épaisseur de l'arène, sa teneur en fines, sa structure.

3.1. L'EPAISSEUR DE L'ARENE.

La cryoreptation exige, pour un développement de grande ampleur, une arène meuble sur une épaisseur suffisante. Le volume d'eau disponible est en effet d'autant plus grand que l'arène est plus épaisse. Un front de cémentation profond,

irrégulier de préférence, sillonné de diaclases argileuses pour freiner le drainage naturel de l'arène sont favorables.

Cette arène peut être un héritage: sa teneur en argile plus importante permet d'ajouter l'eau liée aux argiles à l'eau libre disponible. Elle peut être aussi périglaciaire: due à la ségrégation par le gel, elle est souvent plus grossière, moins favorable à la rétention de l'eau que la précédente. Les arènes périglaciaires, souvent superficielles et minces sont souvent de mauvais réservoirs d'eau.

Le problème de l'alimentation en eau est donc essentiel: on comprend mieux le développement des arènes fauchées au bas des versants, sur les replats où des arènes héritées sont épaisses, ou dans des arènes pénétrantes de type hydrothermal où le drainage est médiocre.

Les granites à biotite sombres apparaissent privilégiés: souvent en position déprimée, ils sont plus sensibles à l'altération chimique et ont un manteau d'altérites qui peut être épais, parfois augmenté par la gélivation des têtes de rochers de la zone de cémentation, parce que l'altération des plagioclases et des micas est responsable d'une argillification notable.

Les granites alcalins sont moins favorables: l'arène est souvent trop mince, la pente souvent plus forte en raison de leur position dominante, les noyaux rocheux affleurent trop près de la surface. En revanche, là où existe un piège à eau, le développement du processus est remarquable car ces arènes riches en limons favorisent la ségrégation de glace. Le site le plus fréquent mais non exclusif est le panneau arénisé par hydrothermalisme. La présence de smectites, la faible perméabilité des panneaux encadrants assure une humidité satisfaisante.

Les gneiss leptyniques sont également peu favorables: la cryoreptation n'affecte, dans ce matériel que les niveaux les plus sombres, les gneiss médians s.s. La cryoreptation affecte des arènes sablo-limoneuses, peu argileuses, qui, pour une part, résultent de phénomènes de gélivation. La production importante de limons permet une assez bonne ascension capillaire malgré la minceur des couvertures arénacées. La forte diaclasation, (0,2 m en moyenne) permet le développement d'un fauchage fruste, peu épais. L'aspect lité est dû à la redistribution de fines plus qu'à l'étirement des diaclases argilifiées .

3.2. LA TENEUR EN LIMONS

La teneur en limons et sables fins de 0,1 à 0,2 mm varie dans d'assez larges proportions selon les lieux. La richesse en limons tend plutôt à favoriser la gélifluxion, éventuellement la compaction.

L'origine des fines a pu être précisée: une microgélivation des quartz en est souvent responsable: le comportement des feldspaths est également déterminant: leur mauvaise tenue est souvent responsable d'une part importante des fines de l'arène. Des redistributions locales par le vent, les eaux de ruissellement, voire la cryophorèse interviennent éventuellement pour corriger l'influence de la pétrographie.

Dans les roches claires, peu argilifiées, le fauchage est peu développé faute d'eau, mais la gélifluxion le relaie rapidement vers l'aval. Les arènes fauchées sont minces, riches en blocaille issue du fauchage de noyaux rocheux subsuperficiels, le quarrying est efficace grâce au gonflement des limons dans les diaclases.

Les roches plus sombres produisent des arènes plus argileuses et plus sableuses: le développement des arènes fauchées y est souvent meilleur, les formations de gélifluxion moins riches en blocs, et peut-être moins épaisses lorsque n'interviennent pas des redistributions de fines responsables de compactions et de superpositions des dépôts.

3.3. LA STRUCTURE DE L'ARENE

La structure de l'arène est héritée: l'héritage peut expliquer -il s-agit d'un héritage ancien- la profondeur de l'arène, la pente, éléments qui conditionnent la teneur en eau donc la structuration périglaciaire.

A cet héritage ancien, préglaciaire, s'ajoute un héritage plus récent lors des réchauffements interglaciaires ou interstadiaires. La pédogénèse qui en résulte, modifie la texture de l'arène soumise à la crise froide suivante. Il s'ajoute également l'héritage de la crise froide précédente qui est souvent déterminant pour expliquer le comportement de l'arène ultérieur. Les relais et les successions de dynamique peuvent s'expliquer de cette manière.

Une arène en place est soumise à des conditions rigoureuses: cryoreptation et gélifluxion s'y développent selon des proportions variables. Dans une perspective historique, l'arénisation est de moins en moins importante en raison du raccourcissement des interglaciaires; la cryoreptation se développe peu, faute d'épaisseur suffisante sur les arènes les plus récentes, et la gélifluxion l'emporte rapidement. C'est le cas des secteurs fraichement déglacés.

Partout ailleurs, l'arène a été structurée par les crises froides précédentes: la nouvelle dynamique ne répète pas la précédente parce que la structure de l'arène n'est plus la même: là où l'arène a été structurée par cryoreptation et gélifluxion,

la nouvelle dynamique conduit à la troncature du profil et au développement exclusif de la gélifluxion; là où l'arène a été structurée par la gélifluxion, on assiste soit à une remise en mouvement, soit à son recouvrement, soit à sa compaction.

La troncature se produit si l'arène est structurée par la cryreptation passant progressivement à la gélifluxion vers la surface. Dans cette disposition, l'appauvrissement en fines s'accentue vers la base du profil: la gélifraction plus active en surface, une éventuelle pédogénèse, la redistribution des fines, enrichissent en fines les horizons superficiels. Lors du gel, le front de gel pénètre lentement en surface, avec un grand développement des lentilles de glace, puis plus rapidement en profondeur. Le dégel est lent en surface, le seuil de liquidité est rapidement atteint, ce qui entraine la troncature au contact couche active- zone gelée. Si la teneur en glace de ségrégation est forte, il peut même y avoir simple recouvrement par les formations de l'amont. La troncature peut se produire **à n'importe quel niveau dans la couverture gélifluée ou dans la zone fauchée, mais il ne se produit pas en-dessous car la teneur en glace est insuffisante pour imperméabiliser l'arène.**

D'une structure où l'on assiste au passage progressif du fauchage à la gélifluxion, on passe alors à une structure caractérisée par la troncature, la présence de la patinette, l'indépendance des caractères minéralogiques et granulométriques entre le haut et le bas.

Là où l'arène a été structurée par la gélifluxion, la remise en mouvement peut aboutir au troncage ou à la simple superposition des formations. La différence tient à la teneur en eau lors du gel. Dans tous les cas, la structuration lamellaire s'exerce en surface, dans l'arène à blocs. Elle s'arrête dès la pénétration du front de gel dans l'arène en place pauvre en eau. La cryoreptation ne peut donc se développer en profondeur. Au dégel, l'onde de chaleur pénètre lentement dans les horizons de surface: le mollisol peut fluer, se remettre en mouvement si la pente le permet. Si la teneur en glace est trop forte, le dégel ne se fait pas et la formation est stabilisée et fossilisée. La pédogène interglaciaire, en augmentant la teneur en argile, augmente la capacité de rétention hydrique et donc la structuration lamellaire. La compaction s'installe alors sous un mollisol en transit. **La superposition des formations devient la règle générale.**

La compréhension de la dynamique de l'arène en milieu périglaciaire semble être caractérisée par ***des substitutions dans l'espace et dans le temps*** *qui obéissent aux principes suivants:*

** **La règle du dégel,** fait dégeler les hauts de versant avant les bas de versant plus riches en glace, moins ensoleillés;*

* ***La règle de la pénétration des ondes de dégel*** *en fonction de la teneur en eau du sol;*

* ***Les règles de la teneur en fines de l'arène*** *et de la répartition des fines à l'intérieur du profil.*

La pétrographie et la structure n'est pas le seul paramètre commandant la teneur en fines de l'arène: mais cette influence est suffisamment perceptible pour que des modelés spécifiques à chaque type pétrographique puissent être définis.

4.CONCLUSION

La dynamique de l'arène en milieu périglaciaire apparaît dans toute sa complexité: la confrontation des données de terrain et de l'analyse micromorphologique permet de déceler trois dynamiques différentes:

* ***le frost creep ou cryoreptation,*** *déplacement par cisaillement lors du gel sous l'effet de la croissance des lentilles de glace. Cette dynamique est favorisée par la présence de discontinuités structurales dans l'arène, mais elle se superpose à ces discontinuités et nese confond pas avec elles.*

* ***la gélifluxion*** *caractérisée par une dynamique de rotation des particules et de destructuration de l'arène. Elle succède dans le temps à la précédente puisqu'elle se développe au dégel. Diverses variantes existent selon l'importance des revêtements plasmiques, l'importance et la forme des vides: on peut distinguer des coulées rapides, à teneur en limons modérée, à teneur en argile faible, à vides abondants, cutanes minces et boulettes très rondes. Elles sont constituées de matériel frais et glissent sur un substrat stabilisé. Elles caractérisent les fins de période froide.*

A ces dernières s'opposent des coulées aux cutanes épais, avec des boulettes de grande taille agglomérant plusieurs grains du squelette; la porosité y est beaucoup plus faible, les noyaux de glace semblent jouer un rôle dans leur développement.

Des formations argileuses montrent des évolutions complexes, polyphasées. Elles correspondent aux plus fortes teneurs en argiles; plusieurs phases sont souvent décelables.

* ***le tassement et la compaction in situ*** *sous l'effet de la ségrégation de glace peuvent succéder aux deux dynamiques précédentes et affecter tous types de matériaux stabilisés, d'origine glaciaire ou périglaciaire. Cette compaction n'est efficace qu'avec une teneur en fines nettement supérieure aux 17 % de particules < 50 microns requises pour la gélifluxion. 30 à 40 % semble être la moyenne observée. Ce phénomène est indicateur d'un pergélisol.*

Le passage d'une dynamique à l'autre ***correspond à des changements climatiques mais aussi à des conditions stationnelles.*** *Une arène sableuse favorise la ségrégation de glace et le fauchage, les lentilles sont trop espacées pour permettre la compaction. Une teneur en limons moyenne favorise plutôt la gélifluxion si la teneur en argile est faible. Dès que celle-ci s'élève, la compaction apparaît. Les illuviations argileuses des pédogénèses interglaciaires paraissent difficiles à démanteler et favorisent nettement la compaction sur place.*

Ces remarques prennent tout leur sens dans une perspective historique: ***les crises successives qui affectent l'arène modifient sa structure et permettent le relais d'une dynamique par l'autre. Il n'existe donc pas de dynamique caractéristique d'une époque particulière, mais il existe une tendance à la substitution de la gélifluxion et de la compaction à la cryoreptation à mesure que les crises successives enrichissent l'arène en fines.***

CONCLUSION A LA TROISIEME PARTIE.

Dans le cadre d'une palette pétrographique restreinte aux roches cristallines et métamorphiques, l'étude expérimentale a permis de mettre en lumière une certaine diversité de comportements, mais avec une grande cohérence des résultats.

La définition de ***deux lignées d'échantillons*** *s'est révélée nécessaire. Toutes deux peuvent être décrite par la même loi d'amenuisement: la loi de ROSIN-RAMMLER. Les différences dans les paramètres définissant la distribution permettent de mesurer les variations de comportement. Les plus mauvais classements des courbes de la seconde lignée traduisent une plus grande richesse en fines. La part de l'altération préalable, si fréquemment invoquée pour expliquer l'échelle de résistance des roches, intervient dans la valeur des paramètres mais ne remet pas en cause la distribution.*

Dans la première lignée, la désagrégation est rapide*: une quantité importante de matériel grossier est fournie rapidement; ce matériel s'amenuise ensuite de façon régulière. La dissociation des polyminéraux est aisée, mais la gélifraction des grains monominéraux est assez lente et progresse pour tous les échantillons à une vitesse sensiblement équivalente. Cette désagrégation accélérée permet le développement de couvertures d'arènes remaniées qui sont proportionnellement assez épaisses, mais minéralogiquement peu évoluées.*

Dans une seconde lignée, la désagrégation est plus lente, mais fournit davantage d'éléments fins, *ceci à tous les stades de l'évolution. Les minéraux s'amenuisement proportionnellement plus rapidement que les grains polyminéraux ne se dissocient. La fissuration de certaines espèces minérales semble être un élément d'explication: les plans de faiblesse ne sont pas des joints entre minéraux mais passent au travers des grains ou sont constitués de discontinuités dans les grains: leur origine peut être une fissuration tectonique, des inclusions diverses, des variations rythmiques de composition minéralogique.*

Chacune des lignées a son comportement propre tout au long de l'altération par le gel. La cohérence des résultats acquis sur la gélifraction des blocs et l'amenuisement des arènes doit être soulignée. ***Les divers états d'altération ne remettent pas en cause l'appartenance d'un faciès à l'une ou l'autre lignée.*** *L'amenuisement et la production de débris est seulement plus ou moins rapide selon l'intensité du gel et de l'altération préalable, mais la proportions entre éléments fins et éléments grossiers n'est pas modifiée.*

Les raisons de l'appartenance d'un faciès à l'une ou l'autre lignée ne sont

pas complètement éclaircies: elles sont à rechercher dans l'histoire structurale du massif plutonique auquel il appartient, plus qu'à sa composition minéralogique ou à sa texture. *Il n'est en effet pas possible de définir une échelle de résistance à partir de la composition minéralogique des échantillons: des faciès aussi dissemblables que le granite porphyroïde du Forez et de Tournon ont un comportement assez voisin des couvertures leptyniques claires du Pilat. En revanche, une certaine logique apparaît au regard de la carte de localisation des deux lignées: s'opposent les échantillons du diapir du Velay aux plutons prévellaves. Dans le premier groupe, on trouve les échantillons du granite du Velay, de ses couvertures migmatitiques sombres, de ses intrusions tardimigmatitiques. Dans l'autre groupe, on trouve à la fois les couvertures métamorphiques claires, rétromorphosées lors de l'anatexie vellave, et les plutons antérieurs déformés par cette anatexie, qu'ils se trouvent en Forez, ou dans la région de Tournon.*

Les recherches doivent donc s'orienter sur la tectonisation de ces plutons lors de l'anatexie: elle a été mise en lumière tant par les travaux de M.CHENEVOY (1964) en Pilat que par ceux de B. BARBARIN (1983) en Forez, où les fluidalités magmatiques traduisent le champ de contraintes lors de la mise en place du granite du Velay.

Ces diverses conclusions accordent un rôle secondaire à la minéralogie. Il semble bien que la recherche d'une échelle de dureté des granites au gel fondée sur ce critère conduise à une impasse: il est également vain de chercher une échelle de gélivité des minéraux. Elle ne pourrait avoir de sens que pour la lignée où les plans de contact entre minéraux constituent des plans de faiblesse exploités préférentiellement par le gel. Toutefois, la ***fragilité des quartz a été soulignée à plusieurs reprises.*** *Dans tous les cas, il est le minéral le plus gélif. Cristallisant en dernier lieu, il subit sans doute davantage de contraintes, ceci d'autant que le caractère syntectonique du granite est affirmé.*

Le facteur pétrographique ne doit donc pas être écarté lors de la définition d'une régionalisation des phénomènes périglaciaires, même dans le cadre homogène de l'étude. A titre d'exemple, ***il est évident que la présence de certaines formes issues de la macrogélifraction est plus développée dans la seconde lignée que dans la première.*** *Les inégalités dans la fracturation y sont peut-être plus importantes, ou ce facteur y joue un rôle peut-être moins clair.*

L'examen de cette régionalisation est le premier objectif de la quatrième partie.

L'importance et les modalités de redistribution des fines dans les arènes est un autre acquis de cette étude. *Elle se fait par ruissellement, par action éolienne.*

L'exportation par déflation l'emporte géographiquement, non seulement sur les lignes de crête mais aussi dans les grandes vallées bien orientées comme celles du versant rhodanien du Pilat. Cette redistribution conduit tantôt à un déficit de fines, entravant les phénomènes de gélifluxion au profit du ruissellement, tantôt à un excès favorisant la gélifluxion sous toutes ses formes et, au terme ultime, la compaction. La convergence des résultats des diverses méthodes utilisées, granulométrie, minéralogie, micromorphologie, autorise de conclure à l'importance de cette dynamique des fines.

Aussi est-on amené à nuancer très sérieusement ***l'affirmation selon laquelle les roches granitoïdes sont peu gélives et leurs produits de désagrégation peu susceptibles de nourrir des sols gélifs.*** *Cette variabilité de la gélivité se situe à deux échelles:*

** à l'échelle du massif entre ensembles pétrographiques différents, produisant par gélifraction ou en raison des héritages des fines en quantité variable;*

** à l'échelle de la coupe de terrain, du profil d'une formation, où existent des concentrations silteuses consituant autant de discontinuités susceptibles de dynamiques différentielles.*

Cette irrégularité fait l'une des originalités du modelé périglaciaire dans les régions granitoïdes. La dynamique des versants est éminemment sensibles aux conditions locales du milieu: cette donnée doit être prise en compte lors de l'établissement d'un étagement des modelés. Ce qui pourrait être un inconvénient, se révèle un avantage: la part prise par les conditions locales permet de saisir plus finement les seuils de déclenchement de tel ou tel processus.

Enfin, l'étude de la dynamique de l'arène a montré la complexité des successions de dynamiques. ***Tout autant que les conditions climatiques régionales, le développement de telle ou telle dynamique s'explique par la structuration antérieure de l'arène.*** *Ainsi a pu être montrée la part de la redistribution des fines dans le développement des compactions de type crassin, dans la troncature des profils au niveau des semelles limoneuses. Le développement plus rapide des phénomènes de gélifluxion là où la gélifraction fournit davantage de fines en est un autre exemple. De même,* ***la solidarité de toutes les parties du versant en un système dynamique unique est une réalité que divers exemples ont souligné:*** *on ne citera ici que les liens entre les tors et les arènes à blocs ou la fabrication de fines et la macrogélifraction.*

Au terme de cette étude sur les processus, il faut introduire la dimension chronologique. Son importance est apparue au fil des lignes sur la dynamique de l'arène. Avant d'aborder la synthèse des dynamiques successives qui fera l'objet

des deux derniers chapitres, il faut souligner l'apport de l'étude des processus quant à la capacité de l'arène à conserver la mémoire des dynamiques successives.

La querelle entre partisans de la remobilisation des arènes à chaque crise froide, et partisans de la superposition est dépassée: tout est affaire de conditions locales, des conditions dans lesquelles le front de gel pénètre celle-ci, de la position du contact pergélisol-mollisol. Aussi les coupes pour l'établissement d'une ***stratigraphie*** *doivent-elles être recherchées dans des sites favorables, au base des pentes le plus souvent, dans les secteurs où la suralimentation en fines permet la compaction et la conservation des formations superficielles.* ***C'est le second objectif de la dernière partie.***

QUATRIEME PARTIE
ETAGEMENT ET CHRONOLOGIE

La dynamique de l'arène et le comportement du granite au gel éclairent d'un jour nouveau l'agencement des modelés tel qu'il a été établi à la suite de l'inventaire des formes. Les problèmes majeurs que sont la position de la ligne des neiges permanentes et l'existence d'un pergélisol doivent être abordés en premier lieu. Des réponses à ces questions, naîtront des indications sur les paléoenvironnements. En effet, de la confrontation des conclusions partiellesà la fin de l'étude de chacune des formes et de la réflexion générale sur la réponse des roches granitoïdes et des arènes au milieu froid, naissent, sinon des certitudes, du moins des hypothèses sur la position possible de la limite des neiges permanentes, sur l'existence et la position d'un pergélisol.

A la suite des ces hypothèses, un modèle d'étagement qui ait une signification en termes de paléoenvironnements peut être proposé. Les nuances dans la position des limites d'étage devraient permettre de préciser les conditions paléoclimatiques, dès lors que des faciès distincts, prenant en compte les particularités des facteurs locaux, auront été définis.

Il est cependant clair que l'étagement ainsi défini ne reflète pas la morphogénèse à un moment donné de l'évolution: il enregistre l'effet de morphogénèses successives. Leur différenciation a fait l'objet de la seconde moitié de ce dernier livre: il tentera, après l'esquisse d'une stratigraphie, d'isoler l'effet morphogénétique de chacune des crises froides successives et de préciser ses caractères morphodynamiques.

Chapitre 13
Les fondements d'un étagement morphologique

La définition d'un étagement morphologique n'est possible que dès lors que les formes de chaque étage sont identifiées et leur signification paléoclimatique clarifiée.

Cet étagement repose sur l'apparition de telle ou telle forme, de telle ou telle formation, mais aussi sur l'étude de la fréquence de leur présence aux différentes altitudes.

1.DISCUSSION DE LA NOTION D'ETAGEMENT

1.HISTORIQUE DE LA NOTION D'ETAGE:L'ETAGEMENT VEGETAL.

La notion d'étagement s'applique d'abord à la végétation: c'est par ce biais qu'elle a été introduite dans la littérature géographique.

Trop souvent, la tentation a été grande de substituer cette notion à celle d'association végétale, et de confondre étagement et zonation. Le mérite revient à J. TRICART (1965) d'avoir précisé et défini ce terme comme la variation des phénomènes propres à une zone climatique sous l'action de l'élévation altitudinale. Cette notion biogéographique à l'origine, s'est rapidement étendue à la géomorphologie et la notion d'étagement de processus dynamique est entrée dans la littérature géomorphologique.

Peut-on sans réserves transposer cette méthode et parler d'étagement des formes?

Certes, cette terminologie est devenue banale et lors d'une récent colloque

sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abords (1) beaucoup d'intervenants se sont attachés à definir des étagements de modelés périglaciaires, nivaux et glaciaires.

Définir un étagement végétal, c'est étudier les modalités de la variation de la végétation avec l'altitude: il s'agit bien entendu des phénomènes climatiques liés à l'altitude, comme le froid, la neige, le vent...

Définir un étagement des formes est étudier l'influence de l'altitude sur les formes du relief, sur le modelé. On suppose donc que les formes sont dans l'étroite dépendance des conditions climatiques par le biais des processus, ce qui n'est pas défendable: on sait la part prise par les héritages, les successions morphodynamiques, dans l'élaboration des formes.

C'est bien sur cette base que la plupart des auteurs appuient leurs travaux pour définir un étagement des formes: J. DEMANGEOT (2) définit l'étage périglaciaire comme celui où l'effet du gel sur le sol est efficace au-dessus de la limite supérieure de la forêt et en-dessous de la ligne des neiges permanentes. G.COUVREUR (2) utilise l'apparition de processus cryonivaux et de cryoturbations comme indicateurs de l'étagement.

Si, lorsqu'il s'agit de dynamique actuelle ou subactuelle, il est possible d'estimer sans grands risques d'erreur que la présence ou l'absence de la forme engendre le fonctionnement ou le non-fonctionnement du processus correspondant, l'application de cette même méthode ne peut être retenue sans réserves pour les périodes passées.

Etagement défini par les processus ou étagement défini par les formes: telle est l'alternative qu'il convient de résoudre. Seuls, les processus sont en effet guidés par les conditions paléoclimatologiques; la présence ou l'absence des formes peut résulter non seulement des processus mais aussi de la lithologie, des héritages, données aussi importantes que délicates à cerner.

Il ne peut être question sans risques, d'établir l'étagement sur une simple statistique de toutes les formes et formations recensées: cette solution conduirait à donner une signification paléoclimatique à l'apparition de telle forme, à l'absence de telle autre, alors que cette présence ou cette absence ne résultent que d'un héritage ou de conditions structurales favorables ou défavorables.

Notre connaissance des processus ne peut d'autre part, être appréhendée que par le biais des formes; certes, la seconde partie de ce travail, de même que l'étude théorique et expérimentale de la troisième partie ont permis de préciser

---

(1) Strasbourg , 14-17 mai 1977. Actes diffusés par l'Association géogr. d'Alsace,1978.
(2) Ibid.

les processus en action lors du développement de chacune des formes. Ce n'est que dans la mesure où un effort particulier a été fait pour cerner:

* les processus mis en oeuvre dans l'élaboration de chacune des formes;
* les implications paléoclimatologiques des processus invoqués;
* la part de la structure et des héritages ;

qu'une utilisation prudente des processus invoqués peut être esquissée.

1.2 LA NOTION DE GRADIENT: SA RELATIVITE.

1.2.1. Le gradient thermique.

Les fondements climatiques de l'étagement sont bien connus: trois éléments du climat sont susceptibles d'être modifiés de façon notable par l'altitude: les températures, les précipitations, le vent.

Si dans l'absolu, les faits sont connus, il convient de préciser de quelle ampleur peut être le gradient dans des montagnes d'altitude moyenne, où l'amplitude hypsométrique ne dépasse pas 1200 mètres, et si une telle ampleur est suffisante pour provoquer un étagement des formes.

Entre la base du massif forézien à 400 mètres d'altitude et le sommet à 1600 mètres, le gradient thermique moyen est de:

$$12 \times 0.6 = 7.2^\circ C$$

Certes, cette valeur ne peut être prise en considération que comme une approximation qui pèche par défaut ou par excès selon les types de temps considérés. En période d'inversion thermique, ce gradient peut s'annuler temporairement. Néanmoins, sur l'année, la baisse des températures moyennes de 7° C entre la base et le sommet est un phénomène à considérer.

En période froide, une diminution des températures de 7°C en montant vers les sommets peut avoir des effets contradictoires:

- soit favoriser les alternances gel-dégel dans la mesure où les moyennes annuelles sont positives.
- soit réduire le nombre d'alternances si les températures moyennes annuelles sont négatives. Il faut d'autre part considérer que le nombre d'alternances geldégel présente un intérêt plus ou moins grand selon le processus morphologique étudié.

Pour la compréhension des phénomènes de gélivation, les alternances quotidiennes sont un élement favorable. Pour la gélifluxion, le développement du mollisol, la présence de gels nocturnes estivaux qui favorisent par ailleurs au maximum la gélivation sont un facteur défavorable.

En théorie, le gradient thermique devrait avoir une action importante sur la morphogénèse:

* en favorisant la gélivation en altitude jusqu'à un seuil où le dégel se raréfie;

* en favorisant la fonte des neiges et le dégel du sol à basse altitude, et en le freinant en montant;

En ce sens, le gradient doit être un fondement susceptible d'influencer l'étagement.

Dans les faits, il en va autrement: les choses sont plus complexes; l'examen des moyennes climatiques quotidiennes entre les stations à la base (Montbrison) et au sommet du Forez, montre que le gradient ne se traduit pas toujours par une augmentation des cycles gel-dégel: la preuve en est fournie par l'examen des moyennes du nombre de jours avec gelées par an de 1946 à 1968 qui souligne l'importance des inversions de température.

Ce nombre est de 80 à Montbrison (402 mètres d'altitude) mais de 76 seulement à Verrières (830 m) dont pour Montbrison, 11 jours sans dégel.

A défaut d'étude complète sur ce problème, on peut remarquer que le gradient varie fortement selon que, pour le mois, ont prédominé les types de temps anticycloniques ou les types de temps perturbés.

Dans tous les cas, le rôle de la température est d'autant plus important que l'on s'approche de 0°C, ce qui est précisément le cas pendant les périodes froides. Compte-tenu du refroidissement admis le plus généralement, 7 à 10°C (LAMB,1977; TRICART,1967; WASHBURN,1979; FLINT,1971) la particularité du massif était de comprendre une zone à température annuelle négative et une zone à température annuelle faiblement positive, conditions optimales pour le développement d'un étagement.

1.2.2. L'enneigement

C'est le second facteur susceptible d'introduire un étagement. Les données sur ce problème déjà inexistantes pour les conditions actuelles ou presque, le sont encore plus les périodes froides.

L'enneigement provoque un étagement par deux biais: la hauteur de neige et sa tenue au sol.

* **La hauteur de neige** est liée aux précipitations de saison froide et croît comme le gradient pluviométrique. Contrairement au gradient thermique, qui

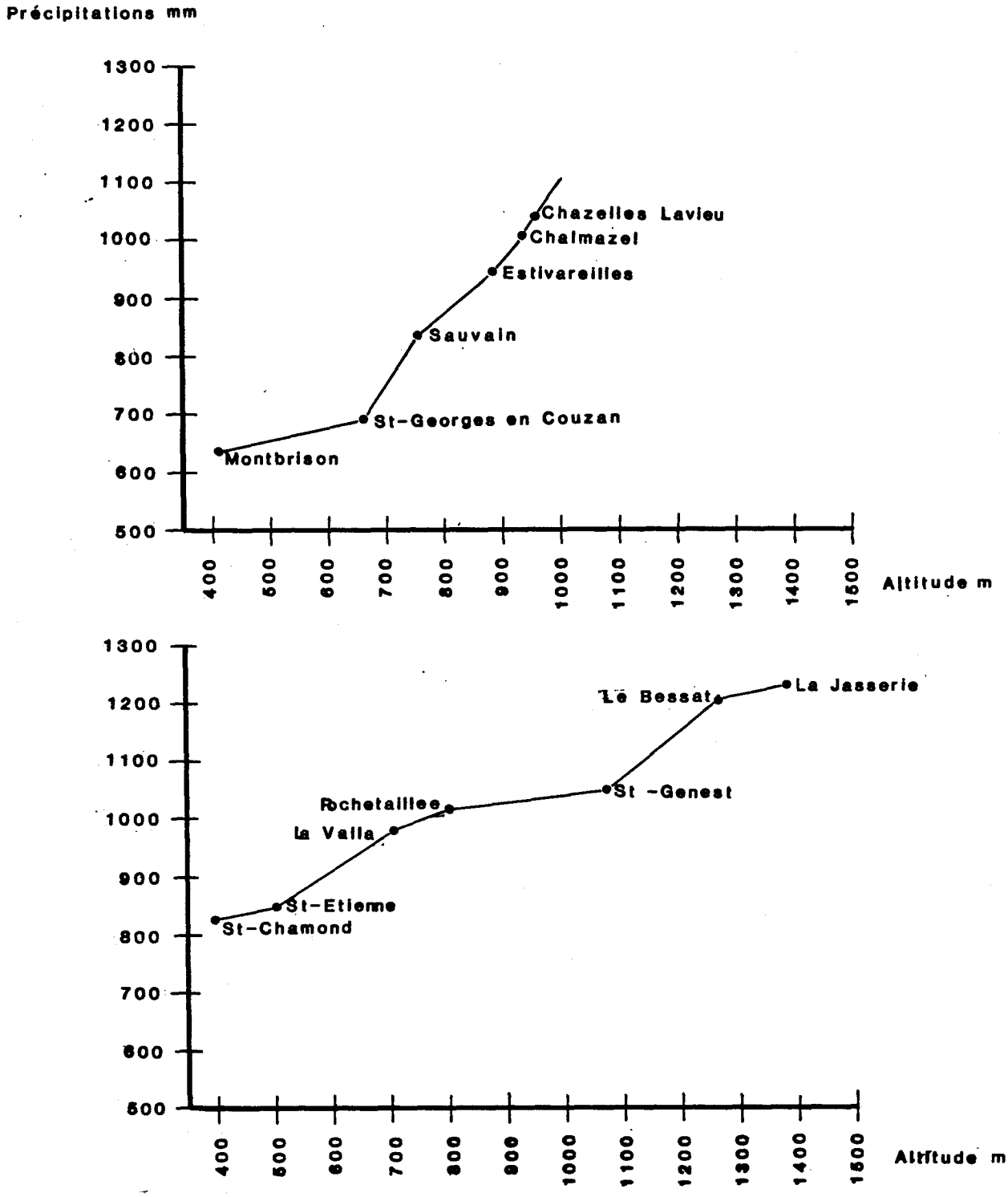


Fig. 13.1. GRADIENTS PLUVIOMETRIQUES EN FOREZ ET PILAT

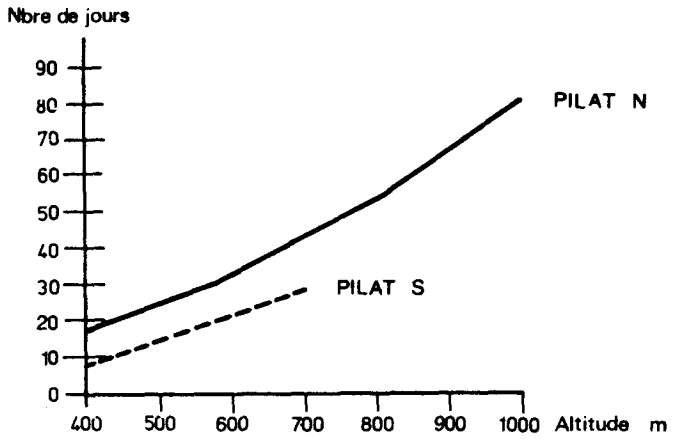


Fig. 13.2. TENUE DE LA NEIGE AU SOL EN PILAT

est régulier, (ou du moins le suppose-t-on faute d'indications du contraire) le gradient pluviométrique n'est pas uniforme en Forez.

Nul ou presque entre 400 et 800 mètres, il devient très important entre 800 et 1000 mètres. Au-dessus de cette altitude, il est inconnu. Pour 635 mm à Montbrison, on passe à 845 mm à Sauvain (748m d'altitude) et plus de 1000 mm à Chalmazel et Chazelles-sur-Lavieu (960 mètres).

Dans le Pilat, pour 831 mm à Saint Chamond, (401 mètres) on enregistrre 1005 mm à la Valla (530 mètres), 1279 mm à la Jasserie du Pilat (1420 m) et 854 mm à Saint Etienne (545 m) pour 1039 mm à Rochetaillée (800 m), 1264 mm au Bessat (1200 mètres) et 1059 à Saint Genest (1050 m). (Fig.13.1b)

* **La durée de la neige au sol** est fonction de l'épaisseur des chutes cumulées et des variations de température. L'abaissement des températures favorise la durée du couvert nival; en période froide, l'abaissement probable des températures surtout estivales, rend vraisemblable un allongement important de la durée de la couverture nivale avec apparition de neige pérenne audessus d'une certaine altitude.

Aucun gradient ne peut cependant être déduit des valeurs actuelles: les conditions topographiques locales ne permettent pas de dégager des règles dans les conditions actuelles. Saint Etienne à la même altitude que Bourg Argental a 30 jours de neige au sol contre 9 jours. En revanche, sur un même versant, il existe une certaine corrélation entre l'altitude et la tenue de la neige au sol.(Fig.13.2)

1.2.3. Le vent.

Le vent est le troisième facteur susceptible de conduire à un étagement des processus. On ne dispose malheureusement d'aucune mesure ni au pied du Forez, ni au sommet pour la situation actuelle. Seules les observations de Pierre-Sur-Haute peuvent donner des indications fragmentaires pour 1980.

Il n'est pas possible d'estimer un gradient du vent. D'autre part, les conditions dynamiques de l'écoulement des flux d'air multiplient les conditions locales et les oppositions locales au sein d'un même massif entre les versants diversement orientés. Aucune indication quantitative ne peut être apportée, mais il est certain qu'une **limite dynamique apparaît vers 900 mètres, sur les versants orientaux, en-dessous de laquelle l'effet d'abri se fait sentir par un fort ralentissement du vent.**

2. LES FACTEURS DE L'ETAGEMENT

2.1. LE PROBLEME DE LA LIMITE DES NEIGES PERMANENTES.

Trois approches sont possibles pour connaître la position de la limite des neiges permanentes au maximum de la dernière période froide. Deux se fondent sur l'examen des formes glaciaires et de névés, l'autre est plus théorique.

Compte tenu des incertitudes inhérentes à chacune de ces méthodes, la confrontation de leurs résultats s'impose.

2.1.1. La limite des neiges permanentes d'après les formes glaciaires.

Ces méthodes ont été développées à la fin du siècle dernier ou au début de ce siècle par les auteurs allemands et autrichiens et elles ont connu des fortunes diverses. Une critique de chacune d'elles se trouve exposée dans l'ouvrage de FLINT (1971).

Trois méritent attention. Pour PENCK et BRUCKNER (1909), l'altitude des neiges permanentes s'obtient en prenant l'altitude des planchers de cirques les moins élevés.

Appliquée au Forez, cette méthode placerait la limite des neiges en-dessous de 1250 mètres d'altitude, valeur modale de la répartition des cirques par tranche altitudinale.

Ce calcul ne peut être que très approximatif pour deux raisons: l'altitude du plancher des cirques n'est pas facile à déterminer dans le cas de "cirques foréziens" où le plancher n'est pas ou peu modelé par une glace insuffisamment dynamique. Il est surtout délicat de savoir si la valeur retenue pèche par excès ou par défaut.

L'histogramme est assez étalé et les cirques les plus inférieurs, alimentés par une petite calotte, ayant une dynamique différente ne peuvent être pris en compte sans abaisser illégitimement la limite des neiges permanentes (moins de 1000 mètres d'altitude) dans des conditions inacceptables.

La méthode de HOFER prend en compte l'altitude de l'ensemble du bassin-versant et celle des moraines. Pour les grandes vallées orientales, (Lignon, Morte, Lachet) le calcul donne une valeur de 1250 mètres.

La vallée de Pierre-Brune donne en tenant compte de la pondération des surfaces, fort différentes en amont et en aval, une valeur légèrement inférieure. Sur le versant occidental, les valeurs sont semblables: 1200 mètres dans la vallée du Vertolaye, 1240 peut-être dans celle du Batifol, 1220 au Bois de l'Hotesse, 1180 dans la vallée de la Faye, ce qui traduit une meilleure alimentation de la marge nord du Massif.

La confrontation de ces résultats avec la méthode de LICHTENACKER est staisfaisante: ce dernier estime que le glacier entre dans sa zone d'ablation dès lors qu'apparaissent entre le versant et la glace, des moraines déposées là où, bien sûr, les conditions dynamiques du glacier le permettent. Leur présence a une signification mais leur absence n'a pas la signification contraire.

La convergence de ces méthodes est assez bonne pour assurer que la ligne d'équilibre des glaciers se trouvait au maximum entre 1150 et 1250 mètres; elle était légèrement plus basse au Nord-Ouest qu'au Sud-Est, et dans la vallée de Chorsin où, en raison d'une alimentation par la calotte, la ligne d'équilibre se trouve à une altitude nettement plus basse qu'ailleurs.

Ces réserves faites, c'est entre 1250 m sur le versant oriental et 1200 m sur le versant occidental que devait se situer la ligne d'équilibre; la ligne des neiges permanentes régionale ne devait pas en être très éloignée.

Deux arguments peuvent être avancés: l'absence de glaciers dans les massifs isolés qui n'atteignent pas cette altitude comme le Glizieux, le Champ de la Clé, le Morière d'une part, et la limite de la calotte là où la surface sommitale s'abaisse en-dessous de 1270 mètres d'altitude.

En résumé, il semble que les valeurs de 1200 mètres sur le versant occidental et de 1230 mètres sur le versant oriental peuvent être considérées comme des approximations à plus ou mois 20 mètres près. Au Nord du massif, les limites inférieures paraissent un peu plus proches de la réalité, alors qu'au Sud, les limites supérieures paraissent plus vraisemblables.

Le massif du Pilat ne permet pas ce genre de reconstitutions: signalons toutefois que les petits organismes dispersés sur le versant sud s'échelonnent entre 1280 et 1150 mètres. Les sommets atteignent ou dépassent 1300 mètres. La moyenne entre le bassin-versant et l'aval fournit une valeur de 1275 mètres, assez constante du Col de la République au Col de la Charousse. Le même calcul, effectué sur le versant nord du Pilat donne une valeur de 1100 mètres, sensiblement plus basse à celle du versant est et même à celle du Forez, ce qui confirme le doute sur la contemporanéîté de toutes ces formes (3).

2.1.2. Les neiges permanentes d'après les névés.

L'estimation des neiges permanentes d'après les névés, peut être esquissée à la suite des travaux de MANLEY (1949) en Norvège et en Ecosse; des éléments de comparaison avec le Picos de Europa et le Carlitt sont d'autre part exposés.

Pour cet auteur, les névés les plus bas persistent jusqu'aux secteurs où la température moyenne du mois le plus chaud atteint 4.8°C à 5.1.°C. Cette

---

(3) Cf Chapitre 4 , plus particulièrement 4.2.

valeur est plus élevée dans les montagnes les plus ensoleillées et plutôt moins dans les régions où l'été est nébuleux.

A cette moyenne correspond une durée de l'enneigement assez constante en Norvège comme en Ecosse, autour de 210-220 jours /an; à la limite des neiges permanentes, cette valeur de 260 jours est atteinte.

De l'altitude des formes de nivation, MANLEY déduit celle des neiges permanentes. Les névés les plus bas en Ecosse subsistent en position favorable, lors d'hivers particulièrement rigoureux, jusqu'à 450 m sous la ligne des neiges permanentes.

Habituellement, cette valeur est de 350 mètres (5), soit un décalage d'environ 100 mètres avec les années exceptionnelles comme celles du "petit âge glaciaire".

Dans ces conditions, la limite des neiges permanentes en Forez devrait être fixée aux environs de 1300 mètres et de 1350 mètres dans le PIlat.

Les résultats de l'approche de la position des neiges permanentes par la position des névés est proche des reconstitutions faites à partir des formes glaciaires. Ce résultat justifie d'autant ce type de reconstruction en Pilat où on ne dispose pas de formes glaciaires.

L'altitude de 1350 mètres place donc la ligne des neiges permanentes à une altitude telle qu'elle frôle les crêtes. Les surfaces au-dessus de cette ligne sont en effet très limitées tant dans les massifs méridionaux qui ne dépassent pas 1390 mètres que dans le Nord où l'altitude plus élevée (1432 mètres) est compensée par une surface plus restreinte.

2.1.3. La neige permanente d'après le calcul.

Il est également possible d'estimer l'altitude des neiges permanentes d'après la comparaison avec les faits connus dans d'autres massifs.

Dans une première méthode, on peut estimer que l'abaissement des neiges permanentes est comparable aux massifs voisins. L'altitude actuelle des neiges permanentes dans le Massif Central est mal connue. Les seules certitudes concernent les Préalpes où selon J.TRICART (1967), la valeur serait de 2750 mètres. Une valeur plus basse est certaine à mesure que l'on s'approche de l'Atlantique et les estimations à propos de l'Auvergne ont été de 2400 mètres et parfois moins, 2100 m d'après les névés du Sancy.

---

(4) The level of the largest snow beds (...) are 350 m below the firnline;

(5) The snowline should be about 450 m above the lowest altitude at which snowbeds survive in exceptionnally sheltered localities.

Or tous les travaux depuis ceux de PENCK et BRUCKNER (1909) sur les Alpes, donnent au maximum du froid un abaissement de 1200 mètres de la limite des neiges permanentes.

En retenant pour le Forez cette même valeur, le calcul donne une limite vers 2400 - 1200 = 1200 mètres environ, tout à fait en concordance avec les observations et les estimations du paragraphe précédent.

Selon R.F.FLINT (1971) cette ligne correspond à peu près avec l'isotherme 0°C de saison chaude, plus particulièrement de Juillet. On peut de ces données, tenter une autre approche du problème.

La comparaison des températures actuelles et du refroidissement présumé permet également de noter une convergence de conclusions: l'actuelle moyenne de Juillet est de 19.7° à Montbrison et 17.4°C à Verrières.

H.H.LAMB (1977) estime à 12-15°C au minimum la chute des températures estivales sur l'Europe avec un fort gradient de l'inlandsis (17°C) à la Méditerranée (9°C). Telle réduction des températures estivales devait situer en Juillet la moyenne de Montbrison à + 5-6°C et à Verrières à + 3-4°C ce qui est toutà-fait compatible avec un isotherme 0°C à 1200 mètres d'altitude. Cette forte réduction, supérieure à celle des moyennes hivernales serait imputable à une très forte nébulosité.(7)

Le massif du Pilat avec des calculs identiques, devait connaitre un isotherme 0° à une altitude voisine de 1200 mètres.

La température de Juillet de Saint Etienne devait être de l'ordre de 18.8° - 13= +5°C à 560 mètres d'altitude; l'isotherme 0°C pouvait frôler les crêtes du Pilat au moins dans sa partie septentrionale: 830 mètres plus haut soit à 1350 mètres d'altitude. Cette valeur est légèrement plus élevée que celle retenue par l'examen des faits: les hypothèses sont en effet maximalistes.

Ces calculs ont une part d'approximation qu'il n'est pas question de nier: leur intérêt est seulement de montrer que les déductions issues des observations de terrain sont cohérentes avec les connaissances générales des refroidissements glaciaires en France et en Europe. Ils ne prétendent pas se substituer ou remettre en cause les observations de terrain.

2.1.4. Ligne climatique et ligne orographique des neiges permanentes.

Ces valeurs aussi imparfaites soient-elles peuvent fixer quelque peu les idées; elles n'expriment selon la terminologie de W. KLAER (1977) que la ligne climatique des neiges permanentes " Klimatischeschneegrenze". A cette

---

(7) p 340-347.

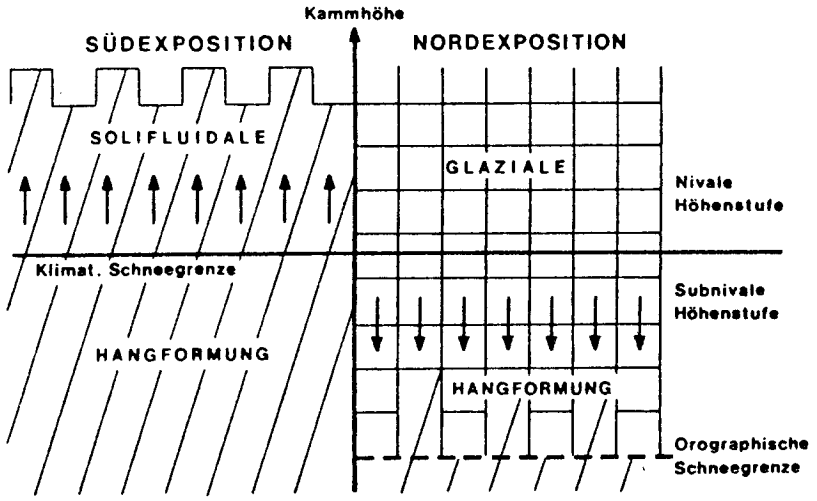


Fig. 13.3. LIGNE DES NEIGES PERMANENTE CLIMATIQUE ET OROGRAPHIQUE (D'APRES W. KLAER, 1977)

ligne, il oppose, dans un tout autre milieu il est vrai, mais la notion peut être transposée, la ligne des neiges orographiques "Orographische Schneegrenze" qui peut lui être inférieure ou supérieure selon l'exposition.(Fig.13.3).

L'intérêt de ce concept est de définir un étage subnival ou subglaciaire en position-limite entre la ligne climatique et la ligne orographique des neiges permanentes, où les phénomènes ne peuvent se développer qu'ensituation topographique favorable.

Dans le massif forézien, la limite des neiges orographique s'abaisse sur le versant oriental en raison de la suralimentation par effet de chasse-neige. Elle s'élève en revanche sur le versant occidental où le tapis neigeux reste discontinu au moins à une certaine altitude avec un phénomène possible d'inversion d'étagement: le fond de la vallée du Fossat, occupée par langue est intégrée à l'étage glaciaire; elle est dominée par les vaersants où, à cause du balayage nival, subsiste un important étage périglaciaire.

Dans le massif du Pilat, il est difficile de préciser les limites; il semble que le flanc nord ait une limite "orographique" inférieure à la limite climatique en raison d'une exposition particulièrement défavorable à la fonte sur des ubacs en forte pente.

Ainsi délimitée par différentes méthodes, la carte de la limite des neiges permanentes au maximum d'extension des glaces révèle assez bien l'opposition entre les deux massifs.

En Forez, la surface couverte est importante: elle affecte 35 km2. Les pls hauts sommets dépassent ***de plus de 300 mètres*** *cette limite théorique. Les conditions nécessaires à l'alimentation de la glace sont réunies.*

En Pilat et en Vivarais, il n'existe pas un ensemble mais une suite de plages successives couronnant les plus hauts sommets. Leur extension est très réduite, ne dépassant pas quelques km_2 chacune. Elles sont plus étendues au Sud qu'au Nord, bien que les points culminants y soient moins élevés. L'ensemble de ces zones elles-mêmes représente une surface de l'ordre du dizième de celle du Forez. Dans ces conditions, ***les phénomènes liés à la neige changent de nature et non seulement de dégré.*** *Le Pilat n'a pas connu de véritable phénomène glaciaire, la position plus continentale et l'altitude moindre en sont les causes.*

2.2. LE PROBLEME DU PERGELISOL.

Le problème de la limite, voire de l'existence du pergélisol ne peut être éludé compte tenu de sa haute signification morphologique.

L'appréhension du problème est beaucoup plus délicate que celle de la limite des neiges permanentes car son existence même reste à prouver.

2.2.1. Le problème des critères de reconnaissance.

Les formes de reconnaissance du pergélisol telles qu'elles ont été définies par PEWE, WASHBURN et DYLIK, pingos, fentes en coin, polygones ne peuvent s'appliquer dans ces régions de montagne. Très utilisées pour définir l'extension du permafrost en Europe du Nord et du Centre, dans les pays de loess, elles sont inadéquates ici. En raison de sa granulométrie essentiellement sableuse, le matériel se prête mal au développement de telles formes.

Un inventaire des formes propores aux massifs anciens et aux moyennes montagnes est donc indispensable, mais il n'a jamais été mené dans cette perspective.

* **Les éboulis fluants à coeur de glace** traduisent la présence de lentilles de glace dans le sol.

Comme le montre l'exemple des glaciers rocheux alpins, ils ne nécessitent pas un pergélisol continu (M.JORDA,1983; B.FRANCOU,1983; B.KAISER,1983) mais seulement la présence de lentilles discontinues dans des situations favorables, creux plus ou moins long à dégeler, matériaux fins... Ils ne peuvent être considérés comme l'indicateur d'un permafrost continu; la température correspondant à leur développement est d'ailleurs positive: J.KARTE et H.LIEDTKE (1981) donnent 0 à +2°C de moyenne annuelle, température comparable à celles proposées par

P.GABERT (1980) au Chambeyron et B.KAISER (1982) en Vanoise.

* **Les terrasses de gélifluxion** sont considérées par tous les auteurs comme indicatrices d'un pergélisol. Certes, le critère de reconnaissance est délicat, mais l'épaississement de la terrasse résulte de la faible tranche de fusion du mollisol estival: le phénomène peut être l'indicateur d'un pergélisol discontinu compte tenu de la localisation de ces formes limitée aux ubacs des vallées le plus souvent.

* **Les arènes de ruissellement nival** résultent de la fusion de la neige sur le sol gelé. Rien n'empêche d'envisager un sol saisonnièrement gelé: cependant, ces formations montrent l'incapacité de l'été à faire fondre la couche superficielle du sol; il faut en imputer la cause aux regels nocturnes de saison "chaude".

Si ce seul fait ne peut suffire à parler de permafrost, il faut bien convenir de l'existence au coeur de l'été, de zones de sol gelé sur lesquelles les eaux de fonte des névés ruissellent. Comme le montre J.MALAURIE (1968) (8) le relais par la gélifluxion ne peut s'effectuer par suite de la minceur de la tranche dégelée. Telle dynamique n'est guère compatible avec un gelisol saisonnier et un dégel complet du sol en fin d'été: dans ce cas, MALAURIE a bien montré que la gélifluxion prenait le relais du ruissellement.

* **Les compactions** paraissent également constituer un indicateur à discuter. Les travaux de B.VAN VLIET LANOE (1976, 1981, 1982 et communications personnelles) démontrent l'importance du gel profond dans les formations; ici gel profond ne signifie pas pergélisol; cependant les formations de type "crassin" sont assimilés aux sols à glosses et aux fragipans qui sont pour beaucoup d'auteurs américains, le signe d'un permafrost.

La compaction n'intervient pas jusqu'à la surface. Elle est, au contraire, croissante vers la profondeur, ce qui tend à prouver qu'à l'onde de gel venant de la surface s'ajoute celle venant de la profondeur. B. LANOE (1981) a bien montré dans les régions de loess que la compaction était maximale au contact du mollisol et du pergélisol: la forte teneur en eau due à l'imperméabilisation du pergélisol en est partiellement responsable. Dans un matériau sableux comme les arènes, l'imperméabilisation ne peut, à fortiori, s'explliquer que **par un gel permanent de l'arène.**

La zone comapctée est toujours surmontée d'une formation non compactée, fait difficilement explicable dans le cas d'un gel saisonnier. En revanche, un mollisol épais de 40 à 80 cm, profondeur à laquelle se trouve en général la zone compactée, est plausible dans un milieu où les regels nocturnes freinent considérablement la pénétration de l'onde de dégel.

---

(8) Thèse page 387.

Les zones compactées paraissent devoir être des indicateurs de pergélisol.

L'ensemble de ces critères montre que la limite du permagel n'est pas une limite **continue** qui, comme pour celle de la neige permanente, diviserait des sommets avec permagel des basses pentes qui en seraient dépourvues. Ils soulignent l'importance **des situations locales dans la disposition des lentilles de sol gelé en permanence.**

Les surfaces gelées augmentent certes avec l'altitude, mais les rôles de l'exposition et de l'humidité sont considérables. Des secteurs de sol gelé peuvent apparaître dès 750 mètres en exposition Nord (Combernaud près de la Valla-en Gier) ou dans certains vallons de gélivation à basse altitude, alors que des secteurs affectés par un gel saisonnier existent jusqu'au moins 900 mètres, sur la rive gauche du Lignon par exemple.

Ces conclusions ne signifient nullement que le pergélisol a persisté pendant toute la durée de la période froide. Il faut comprendre qu'il a existé des années sans dégel, années consécutives certes, pendant lesquelles la morphogénèse a été particulièrement active. Quelques siècles particulièrement rigoureux peuvent permettre le développement d'une morphogénèse périglaciaire; quelques années morphogénétiquement actives peuvent, sans difficulté, succéder à des périodes plus longues d'amélioration climatique relative où le permfrost peut se diviser en ilôts discontinus voire disparaître.

Il ne faudrait pas déduire de l'emploi de ce terme son existence pendant toute une période glaciaire de plusieurs milliers d'années. Quelques dizaines d'années particulièrement froides peuvent être morphogénétiquement plus actives que le reste de la période.

2.2.2 Le pergélisol d'après les calculs.

Compte-tenu de l'incertitude, une grande attention doit être portée aux implications de ces conclusions.

Deux questions de fond doivent être tranchées: la première est celle de l'isotherme requis pour le développement du permafrost, permettant de cerner au mieux son estension; la seconde est la possibilité de son existence avec le rythme d'éclairement des latitudes moyennes.

A la première question, beaucoup de travaux ont tenté de répondre. Une synthèse de ces résultats est donnée par H. FRENCH (1976) et A.WASHBURN

(1979): elle montre que l'isotherme -2°C est souvent retenu dans le monde boréal pour les températures moyennes annuelles mais que le permafrost peut exister de manière discontinue dès -1°C voire 0°C. Certaines formes telles les glaciers rocheux existent en montagne jusqu'à +1 ou +2°C de moyenne.

Une synthèse de ces résultats donnée par J.KARTE et LIEDTKE (1981) donne pour valeur -6°C pour le pergélisol continu, -3°C pour le pergélisol discontinu et -1°C pour un pergélisol sporadique. Ces calculs appliqués au monde polaire sont malheureusement difficilement transposables aux latitudes moyennes où le rythme d'éclairement est fort différent, encore plus en période froide où le rythme thermique annuel est ignoré.

D'un point de vue théorique, le gel du sol résulte d'un bilan annuel radiatif négatif à la surface du sol. Une bonne appréciation de ce bilan est donné dans le travail de S.A.HARRIS (1981) qui montre que le permafrost existe actuellement dès 0°C de moyenne annuelle si :

Nbre degrés-jours >0°/ degrés-jours<0° <1

Un tel calcul nest malheureusement pas réalisable pour les conditions actuelles et à fortiori pour les conditions passées.

Une constatation intéressante est néanmoins la suivante: le permafrost s'approche d'autant plus de l'isotherme annuel 0°C que le rythme thermique est de type océanique. (Fig.13.4)

Les exemples donnés pour les stations des Alpes montrent qu'une faible variation de la température annuelle peut faire passer la région dans le domaine du permafrost au moins discontinu, dès que la température est inférieure à 0°. En revanche, en climat continental, la moyenne s'abaisse de -2° à -5°C. La valeur du Thaw index est prépondérante et l'emporte sur celle du Freezing index dans la définition de l'extension du permafrost. Cette remarque ne rend pas impossible, pour un massif encore plus océanique que les Alpes l'existence d'un permafrost discontinu pour des températures moyennes proches de O° si la valeur du ratio:

Freezing index: Thaw index > 1

L'approximation de ce bilan par la température moyenne de l'air est donnée par R.F.FLINT (1971) qui signale le parallèlisme de l'isotherme 0° et du permafrost discontinu dans l'hémisphère nord; l'échauffement du sol étant souvent plus rapide que celui de l'air, cette approximation pèche par excès.

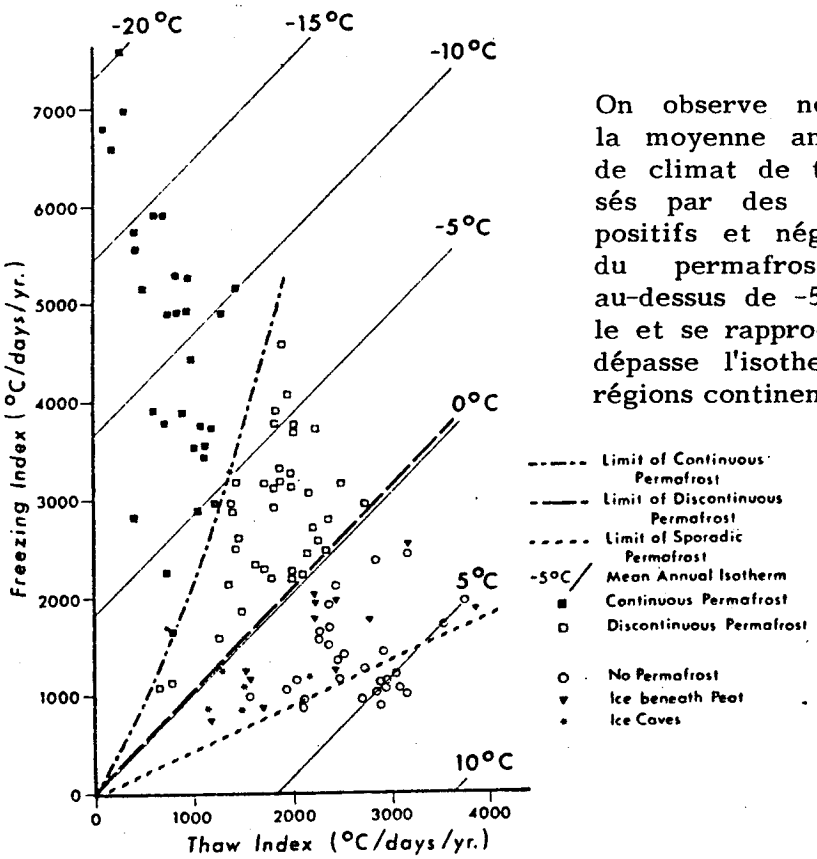
L'isotherme annuel 0°C peut être fixé dans le massif du Forez, par référence au refroidissement usuellement admis de 7°C environ. La moyenne de Montbrison se trouvant abaissée à 3.8°, l'isotherme 0° pouvait se situer 630 mètres au-dessus de la ville soit à 1030 mètres d'altitude. Dans le Pilat, le même calcul donne une valeur de 1060 mètres au-dessus de Saint Etienne.

Le pergélisol serait assez général au-dessus de ces valeurs.

Ces calculs défendables dans une région de plaine le sont beaucoup moins en montagne: le bilan radiatif dépend beaucoup de l'inclinaison du versant par rapport au soleil. Il est possible qu'un permagel ait pu se maintenir bien en- dessous de cette valeur; en exposition d'adret, il est vraisembable que sa limite devait se situer plus haut et être proche de l'isotherme 0° de Juillet, c'est-à-dire au moins 200 mètres plus haut, et peut-être atteindre la ligne des neiges permanentes;

or l'examen des formes montre qu'il n'en est rien et qu'au-dessus de 1100-1200 mètres, les formes liées au permafrost existent en toute exposition. La thèse d'une très forte et constante nébulosité estivale pourrait rendre compte de cette contradiction apparente.

En conclusion, la thèse de l'existence d'un permafrost semble compatible avec la position probable de l'isotherme 0°C à 1030-1060 mètres d'altitude; l'isotherme annuel -1°C se situerait vers 1180-1200 mètres, au-delà duquel le permafrost serait plus continu. C'est à partir de cette altitude d'ailleurs que l'on rencontre les compactions les plus épaisses, les mieux structurées et les plus systématiques. (Gimel, 1201 mètres; Pyfara, 1390 mètres; La Charousse, 1240 mètres...) En exposition Nord, des noyaux de sol gelé pouvaient exister jusqu'à 700 mètres, ce qui correspond à l'isotherme +1,8°C, chiffre compatible avec les observations faites actuellement dans les Alpes.



On observe nettement l'élévation de la moyenne annuelle dans les régions de climat de type islandais caractérisés par des indices de degrés-jours positifs et négatifs faibles. la limite du permafrost s'élève rapidement au-dessus de -5°C de moyenne annuelle et se rapproche de 0°C alors qu'elle dépasse l'isotherme de -5°C dans les régions continentales.

Fig. 13.4. LIMITE DU PERMAFROST EN ARCTIQUE SELON S. A. HARRIS, 1981

2.2.3. L'épaisseur de la couche active

L'existence du pergélisol amène à poser celui de l'épaisseur de la couche active, dont dépend la dynamique des versants: tous les processus de gélifluxion font appel à la mobilité de la couche active.

Les études menées en Sibérie et Alaska et reprises par LLIBOUTRY

(1964) donnent des valeurs très variables suivant la couverture végétale, la granulométrie du sol.

Dans les conditions optimales, la couche active peut atteindre 3 à 4 mètres. Dès lors se pose la question de savoir si de telles valeurs pouvaient être atteintes en Forez.

Le matériau granitique est de bonne conduction thermique: aucun calcul précis n'est possible, il exigerait une connaissance des degrés-jours positifs et de la radiation /cm^2 qui sont des données hors de portée pour cette période.

Trois paramètres entrent en jeu:

* le rythme diurne limite l'insolation et la quantité de calories reçues par cm^2 bien inférieures en Juillet à 45° qu'à 75° de latitude.
* Les conditions locales de pente ont déjà été signalées.
* La température moyenne estivale. Les trois mètres de Sibérie sont obtenus avec une moyenne de juillet de 10 à 15° voire proche de 20°C. Rien de tel en Forez pendant la période froide puisque, à l'isotherme 0° annuel à 1060 mètres d'altitude, correspond un isotherme de juillet de +1 à +2°C seulement. Cette moyenne suppose des températures négatives pendant le tiers des jours d'été ce qui est considérable.

Les regels nocturnes ou lors de passages de fronts perturbés devaient être fréquents. Ils freinaient d'autant mieux la fonte du mollisol que les successions de jours sans dégel étaient possibles même en Juillet.

Ces conditions rendent le développement d'un mollisol épais de plusieurs mètres inconcevable. Le rapporchement doit être fait avec les régions à régime thermique islandais plus qu'avec les régimes sibériens.

Les valeurs trouvées au Spitzberg (0.3 m, J.BUDEL,1960 et 0,8 à 1 m , B. LANOE, 1984) et en Ungava (0.6 m selon J.D.IVES,1958) pour des températures moyennes de Juillet de l'ordre de 3 à 5°C sont davantages comparables aux hypothèses faites plus haut. Une forte nébulosité peut expliquer ces valeurs faibles.

Dans l'hypothèse où l'arène à blocs a pu être interprétée comme la migration vers l'aval de la couche active, ***il est donc exclu de considérer, comme cela a pu être proposé,la zone de fauchage des arènes comme le sommet du pergélisol.*** *L'épaisseur de l'arène à blocs est d'autre part, beaucoup trop importante pour ne pas s'être mise en place par épisodes successifs; cette conclusion confirme l'interprétation des lits de cailloux comme la marque de ces apports successifs.*

3. LES LIMITES DE LA NOTION D'ETAGE MORPHOLOGIQUE.

La valeur de la définition d'un étagement repose sur la représentativité des formes d'un milieu paléoclimatique ou paléomorphodynamique à un momoent donné de l'histoire géologique. Cette représentativité n'est cependant pas assurée partout et la notion d'étagement définie de cette manière prend là ses limites.

3.1. LA SURVIVANCE DES FORMES

Notre connaissance des formes suppose leur conservation depuis leur élaboration. Si cette conservation est assurée dans le cas de formes de vastes dimensions, de formes d'érosion imprimées dans le socle, ce n'est pas le cas des dépôts et formes d'accumulation qui ne sont pas consolidées notamment sur les versants.

Un exemple permet de poser le problème de manière claire: la limite inférieure des versants d'arènes remaniées à blocs. En Forez comme dans les massifs de la bordure orientale, l'étude a montré qu'il existait une limite inférieure à ces formations. Ces dépôts sont les manifestations les plus basses d'importants phénomènes périglaciaires: leur disparition marque-t-elle effectivement une limite climatique en-dessous de laquelle le froid n'est pas assez rigoureux pour provoquer la morphogénèse périglaciaire dans le matériel cristallin ou bien est elle due à une destruction postérieure de ces dépôts?

Dans le premier cas, étagement des formes et des processus coïncident, dans le second,, l'étagement fondé sur l'observation des formes restreint le domaine périglaciaire par rapport à un étagement fondé sur les processus.

L'incertitude demeure dans cet exemple précis, et la discussion récente à propos de la Margeride (9) peut parfaitement s'appliquer au cas forézien et vivarois. Dans les massifs les plus méridionaux, c'est l'existence même de ces formations d'arènes remaniées qui est en discussion: l'érosion à caractère méditerranéen a pratiquement détruit ces dépôts.

3.2 LA DIMENSION CHRONOLOGIQUE DE L'ETAGEMENT

Le caractère contemporain des formes aux diverses altitudes n'est guère plus assuré: la discussion amorcée dans la seconde partie sur la contemporanéïté des formations d'arènes remaniées superposées remet en question la validité

(1) Entre B. COQUE (1978) et B. VALADAS (1984).

d'un étagement assuré sur les formes. Notre connaissance des périodes froides est suffisamment précise pour que l'identification de phases multiples soit reconnue. Chacune a imprimé sa marque, avec ses conditions morphodynamiques propres et son étagement particulier des processus.

L'étagement observé actuellement, résulte de l'action consécutive de multiples étagements successifs, certains plus durables ou plus actifs, ayant laissé une empreinte plus visible que d'autres.

Un exemple évident de ce phénomène est celui des formes périglaciaires dans la zone englacée. Les formes périglaciaires de ce secteur, formes de nivation, arènes remaniées... sont chronologiquement post-glaciaires et postérieures aux formes identiques des étages inférieurs. Tout étagement fondé sur les processus ne peut être qu'un instantané à l'échelle des temps géologiques. Pour rendre compte des faits, la définition d'une multitude d'étagements correspondant à chaque oscillation climatique serait nécessaire; elle reste utopique compte-tenu des informations actuelles.

Un étagement des formes, fondé non sur la présence de telle ou telle forme, mais sur les associations de ces formes avec les formes glaciaires permet de rendre compte des faits observés tout en appréhendant les processus successifs. L'arène à blocs n'a pas de signification en elle-même: elle se trouve depuis les bas de versant jusqu'aux sommets; mais son association aux vallons dissymétriques à basse altitude, aux arènes fauchées à moyenne altitude, aux formes glaciaires à haute altitude permet de définir un étagement correspondant à des conditions morphodynamiques particulières.

Ainsi, dans chaque étage, se retrouvent des formes issues d'une période froide, des formes issues de crises antérieures qui ont été conservées pendant l'interglaciaire, des formes issues des crises froides tardives qui "complètent" le modelé, ou même des formes polychronologiques, c'est-à-dire ayant fonctionné à chacune ou à plusieurs de ces crises climatiques. Pour cette raison, la définition d'un étagement ne dispense pas de l'analyse chronologique pour replacer, dans chacun des étages, les formes revenant à chacune des crises froides.

3.3 HERITAGE ET PETROGRAPHIE.

Les données de la pétrographie interviennent dans la répartition des formes. La diversité du comportement des roches, même dans le cadre relativement homogène des roches cristallines a été soulignée à la fois dans l'étude

de la répartition des formes et dans celle des processus.

Il n'est pas utile de rappeler ici le lien étroit entre la localisation de certaines formes et certaines pétrographies comme la présence de chirats dans les roches claires. Cette pétrographie intervient de deux manières: la première est l'héritage pré-glaciaire: le comportement du matériau face à l'arénisation interglaciaire et préglaciaire est variable; les processus périglaciaires agissent tantôt sur une roche saine, tantôt sur une roche arénisée, les monoclinaux des couvertures léptyniques du Pilat dans un cas, le granite calco-alcalin dans l'autre. La seconde résulte des différences de comportement au gel des matériaux: la rapidité des effets de la gélifraction, la nature des matériaux produits sont différentes: elles entrainent, à conditions climatiques identiques, des processus différents et des formes différentes. Dans ce cas également, la notion de faciès d'étage est indispensable pour marquer l'originalité des processus et des formes dans un même milieu morphoclimatique.

Dans la mesure où les conditions paléoclimatiques nécessaires à l'élaboration de chacune des formes reconnues sont clairement établies, il est possible de définir des faciès équivalents d'un même étage: cette démarche peut seule surmonter les insuffisances nées de la définition d'un étagement par l'examen des formes, seul possible, et ne pas masquer la diversité des paysages.

Chapitre14
La définition des étages : limites et associations de formes

L'étage est une association de formes composée de formes dominantes, les plus fréquentes dans le paysage, et de formes associées. Chaque association est caractéristique de l'étage. Toute association regroupe des formes: contemporaines, proches géographiquement et génétiquement associées en fonction des conditions du milieu, des pentes... ou successives dans le temps et juxtaposées dans l'espace, génétiquement liées par le biais des héritages.

Cette association est une association dans les deux dimensions, spatiale et temporelle.

Chaque étage comporte plusieurs faciès, situés dans des domaines distincts du point de vue topographique, pétrographique ou paléomorphologique, mais tous les faciès d'un même étage ont en commun le fait qu'ils traduisent l'exsitence de conditions paléoclimatiques communes. Chaque faciès se définit par des associations de formes dont certaines sont communes à tous les faciès d'un même étage, d'autres spécifiques à tel ou tel faciès.

L'examen des formes et des associations de formes dans le secteur étudié amène à considérer que quatre étages peuvent être définis. Ce nombre, propore à cette région, pourrait être modifié ailleurs et ne prétend nullement avoir une valeur universelle, même à l'échelle du Massif Central. Cependant, les comparaisons esquissées plus loin montrent que ces quatre étages se retrouvent dans les autres régions examinées.

Au sommet, l'**étage glaciaire,** se caractérise par la spécificité de ce processus morphogénétique. Les actions périglaciaires ne se manifestent

qu'exceptionnellement ou tardivement après la déglaciation mais prennent toujours un faciès bien particulier en raison d'une déglaciation récente qui offre un socle décapé ou empâté de matériel morainique au froid périglaciaire. Cet étage correspond au domaine des neiges permanentes.

En-dessous se situe un étage immédiatement au voisinage de la limite des neiges permanentes lors de sa plus basse extension, avec des moyennes annuelles proches de 0°C. Sol gelé et phénomènes de nivation trouvent là des conditions exceptionnelles pour leur développement, aussi cet étage sera défini par des associations de formes résultant de la nivation et du permagel. C'est également dans cet étage que les langues glaciaires fondent au-dessous de la ligne d'équilibre des glaciers toujours proche de la limite des neiges permanentes.

La nature nivale et glaciaire des phénomènes dominants autorisent à proposer le terme d'**étage glacio-nival.**

En-dessous, les phénomènes liés à la neige et à la glace de glacier disparaissent: seuls les processus périglaciaires sont actifs: le choix du terme **étage périglaciaire** se justifie ainsi. Il convient cependant de distinguer les secteurs les plus élevés où tous les versants sont affectés et les secteurs inférieurs où ces phénomènes sont plus discrets, sporadiques, présents seulement là où les conditions locales sont favorables.

Dans les secteurs supérieurs, la limite du pergélisol possible en toutes expositions constitue une limite fondamentale, dans la mesure où, seul le pergélisol permet la gélifluxion d'ensemble des matériaux sur le versant. Ailleurs, ces phénomènes ne sont possibles qu'en station favorable.

La distinction d'un **étage périglaciaire supérieur** où le modelé périglaciaire est omni-présent sur tous les versants, en tous matériaux, tous sites, tous versants, d'un **étage périglaciaire inférieur** où le modelé périglaciaire n'affecte que certains versants s'impose donc à l'examen des cartes géomorphologiques.

On est ainsi conduit à définir ***quatre étages morphologiques et quatre seulement*** *dans le secteur considéré.*

Chacun de ces étages se définit par des ***formes spécifiques*** *qui ne se trouvent pas dans les autres, ou pas dans les mêmes conditions de sites dans les autres étages, par des* ***associations des formes qui lui sont propres,*** *associations comportant la juxtaposition de formes, les unes banales, les autres spécifiques,* ***mais dont l'agencement est propre.*** *On peut ainsi définir de véritables* ***"catena" de formes sur les versants*** *à la manière dont les pédologues définissent des chaines de sols sur un versant. Quelques exemples en seront développés dans chacun*

des étages.

1.L'ETAGE PERIGLACIAIRE INFERIEUR

L'étage périglaciaire inférieur occupe la partie basse des montagnes.

1.1. LES FORMES CARACTERISTIQUES.

Cet étage est caractérisé par la présence de formes banales: vallons de gélifluxion, arènes remaniées à blocs en revêtements localisés, dissymétrie des vallées.

1.1.1. Les vallons de gélivation et leur dissymétrie.

La présence de vallons de gélivation est une condition nécessaire à la définition de cet étage. En-dessous de cet étage, sur le piémont rhodanien par exemple, l'influence de la gélivation de période froide est insuffisante et les talwegs plus larges et évasés évoluent sous l'action d'une solifluxion ou d'un creep lent des arènes qui n'est aucunement significatif d'une dynamique périglaciaire.

La dissymétrie des vallons et vallées principales est un autre élément indispensable.

Elle oppose un versant raide, décapé des altérites, et un versant adouci où les dépôts de gélifluxion sont conservés. La conservation de cette dissymétrie dans les conditions de la morphogénèse actuelle, ne sont pas toujours assurées. Une modération relative dans l'érosion actuelle, une bonne couverture végétale sont des conditions favorables à la conservation de cette dissymétrie, qui disparaîssent à l'approche du versant méditerranéen. Cette dissymétrie n'est pas non plus suffisamment tyrannique pour masquer l'effet d'une certaine hétérogénéïté structurale.

1.1.2. Les arènes remaniées à blocs.

Elles sont toujours localisées bien qu'indispensables à la caractérisation de l'étage. Elles traduisent la vigueur de la dynamique périglaciaire que le gel soit saisonnier ou permanent. Ces arènes remaniées, contrairement à l'étage supérieur, sont toujours localisées, dans des talwegs, sur certains ubacs de vallées dissymétriques, là où précisément le dégel estival est le plus lent à se manifester en raison de l'exposition ou de l'humidité.

1.2. INTERPRETATION PALEOCLIMATIQUE DE L'ETAGE PERIGLACIAIRE INFERIEUR.

Cet étage est entièrement en-dessous des neiges permanentes. Les phénomènes nivaux y sont absents. La couverture nivale ne pouvait être que saisonnière avec une fonte complète en été.

L'étage se trouve également en-dessous de la ligne du gel permanent. Si des alternances de gel-dégel peuvent être nombreuses et la gélivation des chicots rocheux active, il ne peut y avoir à cet étage de zone de sol gelé en permanence de grande extension.

Les interfluves et les versants en adret présentent peu de marques de gélifluxion. Un gel saisonnier les affecte avec des alternances diurnes ou saisonnières.

Dans les fonds de vallée et les versants au Nord, la permanence de secteurs tardivement gelés s'impose: le retard du dégel s'explique par une teneur en glace du sol plus élevée.

Il est légitime dans ces secteurs de se demander s'il ne s'agit pas de gel permanent. L'étage périglaciaire serait alors un étage à pergélisol discontinu, limité à quelques fonds de vallons. Si l'examen des formes et des dépôts a bien montré que la dynamique était celle d'une gélifluxion, les formes caractéristiques du pergélisol n'apparaissent pas dans cet étage. On n'observe nulle part de compaction ni d'épaississement important de la couche de matériaux en transit qui traduirait une remontée du niveau du gel dans le profil.

Un gel saisonnier profond suppose des températures hivernales fortement négatives pendant de longs mois: -10 à -15°C pendant plusieurs semaines sont nécessaires pour obtenir un gel saisonnier de 1,8 à 2 mètres dans les vallons humides.

L'enneigement doit être limité: la couverture nivale doit être discontinue, en congères notamment dans les vallons, ou tardive dans la saison. La fusion doit être précoce, la gélifluxion étant favorisée par le dégel plus tardif des vallons et l'alimentation en eau de fusion des congères.

Le dégel estival est important, complet sur les parties bien exposées, tardif mais total à l'exception de quelques mauvaises années ailleurs. La température moyenne annuelle est faiblement positive.

1.3. LES LIMITES ALTITUDINALES DE L'ETAGE.

Les limites de l'étage sont imprécises vers le bas. Ce sont des conditions climatiques qui ne diffèrent pas de celles des plaines environnantes, à l'exception de la vallée du Rhône où l'étage périglaciaire inférieur échappe à l'influence des vents catabatiques.

Vers le haut, le passage à l'étage supérieur se traduit par une généralisation des versants d'arènes remaniées et l'apparition de formes de nivation qui traduisent le raccourcissement de la saison chaude.

La transition varie dans le détail, mais elle se situe dans la majorité des cas vers 800 à 850 mètres d'altitude. L'étude régionale montrera les nuances de cette limite: elle reste néanmoins proche de la réalité, favorisée par l'existence d'importants replats à cette altitude, alors que les gorges dominent en-dessous.

Ainsi limité, l'étage périglaciaire inférieur ceinture les massifs. Il occupe une vaste superficie en Forez, dans le "pays coupé" et le sillon de Noirétable notamment. Dans les massifs orientaux, l'extension est encore plus vaste: les premiers contreforts au-dessus du piémont rhodanien, les plateaux à l'Ouest en font partie.

2.L'ETAGE PERIGLACIAIRE SUPERIEUR

Il occupe les parties moyennes et est partout bien représenté.

2.1. DES FORMES BANALES ET DES FORMES SPECIFIQUES.

Les formes banales sont celles de l'étage inférieur qui se poursuivent: vallons de gélivation, coulées de gélifluxion. En revanche, les dissymétries de versant disparaissent, la dissymétrie nivale n'apparaissant pas encore à cet étage.

Les caractères d'identification de cet étage sont les suivants:

Les arènes remaniées à blocs sont généralisées sur les versants, fossilisant des versants entiers sur plusieurs kilomètres voire dizaines de kilomètres. Leur épaisseur croît également pour dépasser trois mètres. L'apparition de boules saillantes est également un autre caractère-diagnostic: le lien avec l'augmentation de la fréquence des tors est clair.

Les arènes fauchées inexistantes dans l'étage inférieur apparaissent ici, de manière brutale, sans lien avec un quelconque phénomène d'exposition. Cette

situation est à mettre en rapport avec l'héritage du manteau d'altérites.

Les terrasses de gélifluxion apparaissent exclusivement en exposition nord: ce sont les conditions-limites pour leur développement. Elles prennent toutes les orientations à l'étage supérieur.

Le clapier ou formation à blocs open-work se développe si le matériel, les pentes, le permettent. Coulées de blocs dans les talwegs et éboulis assistés par ruissellement sont surtout abondants. Les éboulis fluant n'existent qu'en ubac; ils prennent d'autres orientations aux étages supérieurs.

Les oppositions de versant sont peu marquées à cet étage: c'est celui où l'emprise de l'exposition est la plus faible; en revanche c'est celui où la couverture d'altérites mobilisées est la plus épaisse. Elle s'amincit plus bas, soit par suite du décapage holocène, soit par suite d'un héritage d'altérites moins épaisses. Plus haut, le décapage est plus poussé car les pentes sont plus fortes.

2.2. INTERPRETATION PALEOCLIMATIQUE DE L'ETAGE PERIGLACIAIRE SUPERIEUR.

Cet étage est marqué par des conditions climatiques nettement plus rigoureuses que le précédent. Entièrement sous le ligne des neiges permanentes, il se distingue par la part accusée des phénomènes liés au gel.

Ce gel est saisonnier pour une large part, mais atteignant des probablement des profondeurs importantes. Le permafrost n'y existe pas véritablement mais des secteurs mal exposés vis-à-vis de l'ensoleillement connaissent un dégel estival très difficile, voire un pergélisol discontinu. Les noyaux de glace d'éboulis fluant, les terrasses de gélifluxion en sont la preuve. L'importance des couvertures d'altérites remaniées, peu altérées minéralogiquement traduisent une pénétration profonde du gel ayant permis l'ameublissement de l'arène. Le pergélisol se limite donc aux fonds de vallons mais aussi à des versants mal exposés. Le mollisol reste cependant assez épais pour permettre le fluage d'importants volumes de matériaux saturés en eau lors du dégel.

L'enneigement reste modéré, le déneigement est assez précoce pour permettre la fusion du sol en été. Les marques de nivation sont discrètes: les parties hautes de l'étage voient s'imprimer l'empreinte de la nivation, sous la forme d'individus élémentaires. La neige n'est pas encore un élément moteur

de la dynamique des versants.

2.3. LES LIMITES ALTITUDINALES DE L'ETAGE.

Les limites de cet étage sont claires à préciser: vers le bas, il a été dit que la transition se situe vers 800-850 mètres. Vers le haut, la limite coïncide d'une part avec le développement des formes de nivation, nombreuses dès que le vent devient un agent important du climat et que se développe l'effet de crête; avec d'autre part, l'insuffisance du degel en été qui entrave peu à peu la gélifluxion, et la généralisation du pergélisol.

La limite altitudinale fluctue donc dans d'assez larges proportions: basse là où le massif est peu élevé, 1000 mètres au Sud du Forez et dans le Pilat où la crête est à 1200 mètres, elle s'élève à 1050 mètres voire 1100 mètres là où une ligne de crête élevée et massive protège le versant (entre Chalmazel et Roche-en-Forez par exemple).

Défini par ces caractères, l'étage périglaciaire supérieur constitue de vastes étendues: non seulement une large bande entre les "Hautes Chaumes" foréziennes et le "Pays Coupé", mais une bonne part du versant occidental doivent y être intégrés. Les plateaux méridionaux de la vallée de l'Ance et de la Chaise-Dieu en font partie. Au Nord, cet étage descend jusqu'à Noirétable et forme l'essentiel du massif des Bois Noirs.

Dans le massif du Pilatson extension est également considérable, puisque le plateau de la République, le plateau de Saint Genest et ses couloirs en font partie. A l'Est, il est moins représenté en raison de la brutale diminution des altitudes, mais il forme une étroite bande entre 850 et 1000 mètres.

Tout comme à l'étage inférieur, les manifestations du froid tardif sont peu sensibles. Elles restent le fait des étages supérieurs et n'ont probablement pas atteint cette altitude, à l'exception de quelques langues de gélifluxion tardives et minces en recouvrement des formations principales.

3. L'ETAGE GLACIO-NIVAL

Il occupe la partie la plus haute des montagnes en-dessous de la ligne des neiges permanentes; il est cependant parcouru par les langues glaciaires dans leur zone d'ablation. Les caractères de cet étage sont essentiellement liés

à la présence d'une couverture de neige abondante et durable. La proximité des sommets, les effets de chasse-neige rendent cette couverture souvent discontinue ou mince, permettant alors au gel du sol de perdurer.

3.1. LES FORMES CARACTERISTIQUES DE L'ETAGE GLACIO-NIVAL.

Les formes spécifiques permettant de définir cet étage sont d'abord celles de la nivation: **niches de nivation mais aussi cirques de névés** accompagnés ou non de moraines qui sont inexistants à l'étage inférieur.

Associées à ces formes de nivation dans tous les lieux propices à la suraccumulation, des formes de dynamique périglaciaire se développent.

Les coulées boueuses en vastes langues développées en aval des pièges à neige n'existent pas sous cet étage. Bien que limitées à certaines conditions locales, elles facilitent le diagnostic de l'étage.

L'apparition des **arènes de ruissellement** remplaçant la gélifluxion sur les versants d'arènes remaniées est un autre critère de reconnaissance de l'étage. Partout où le couvert nival n'est pas trop important, les eaux de fonte ruissellent sur le sol gelé de manière diffuse.

La **compaction et l'apparition de coiffes limoneuses épaisses** traduisent l'intensité du gel et se généralisent dans beaucoup de coupes en toutes expositions.

L'apparition des **guirlandes de gélifluxion et des figurations géométriques** qui y sont liées ne survient qu'au-dessus de sa limite inférieure.

A côté de ces formes spécifiques, d'autres formes caractéristiques des étages inférieurs prennent une autre répartition.

Les vallées **dissymétriques** réapparaissent, avec une dissymétrie d'origine **nivale** cette fois, liée à l'exposition sous le vent.

Les terrasses de gélifluxion sont également bien représentées dans des formations homogènes. Leur orientation est moins contraignante qu'à l'étage inférieur avec toutefois une tendance à l'exposition sous le vent sous l'action de la nivation et non plus à l'ubac comme à l'étage inférieur.

Les éboulis et formations de blocs ouvertes deviennent plus nombreux: la dynamique de type éboulis fluant voire glacier rocheux se généralise et est la plus fréquente statistiquement; elle apparaît en toutes expositions, y compris au Sud alors qu'elle était cantonnée au Nord à l'étage inférieur.

Enfin **les arènes remaniées à boules et blocs saillants** traduisent le démantèlement par gélifraction des tors, beaucoup plus poussé qu'à l'étage

précédent, en raison du déneigement hivernal des sommets ventés.

3.2. LES CARACTERES CLIMATIQUES DE L'ETAGE.

Situé immédiatement sous la ligne des neiges permanentes, l'étage présente des températures estivales oscillant autour de 0°C; en certains secteurs, où le déneigement par le vent est important et où l'étage monte au-dessus de la ligne des neiges permanentes régionales (ou climatique , W KLAER,1977), les températures estivales sont négatives.

Les moyennes annuelles sont négatives, le dégel estival du sol est exceptionnel. S'il n'est pas possible de préciser si le sol est gelé de manière permanente sous les névés, les secteurs déneigés, notamment sous l'action du vent, sont le domaine du pergélisol. Le mollisol très mince est en relation avec les faibles températures estivales. Les raisons de ce bilan thermique négatif ne sont pas liées à une rigueur très grande des températures hivernales (qui doivent être cependant négatives) mais l'incapacité du réchauffement estival sous l'effet de la faible radiation solaire.

La forte nébulosité de la saison chaude paraît la seule explication logique: elle est confirmée par l'absence de formes marquant une exposition à l'insolation à cet étage.

En revanche, l'exposition au vent est essentielle: les vents dominants semblent du secteur Ouest à Nord-Ouest liés à des perturbations du front arctique de direction NW-SE.

Cet étage se trouve entre l'isotherme estival 0°C et l'isotherme annuel 0°C, entre la zone de permagel et celle des neiges permanentes. Ces limites altitudinales sont donc commodes à fixer: la ligne des neiges ayant été fixée vers 1200-1250 mètres selon les lieux, il faut considérer qu'il s'agit là de la limite supérieure de l'étage, sauf là où il n'existe pas de glacier jusqu'au sommet.

La limite inférieure est dynamique: elle correspond à la disparition de l'effet de crête, et à la disparition des formes de nivation. Son altitude n'est pas tant fixée par un isotherme que par une dénivellation sous la ligne des crêtes.

L'extension de cet étage est moins vaste que les précédents: il couronne les sommets du Pilat, forme une ceinture autour de l'étage glaciaire forézien entre 1000 et 1250 mètres sur le versant oriental, 1100 et 1300 mètres ou plus sur le versant occidental.

3.3. L'EVOLUTION CHRONOLOGIQUE DE L'ETAGE.

Contrairement aux autres, cet étage est marqué par les coups de froid tardifs. Alors qu'aux étages inférieurs, aucune forme ne peut avec certitude être attribuée à des récurrences tardives du froid, ces manifestations apparaissent à partir de l'étage glacio-nival. Deux grands ensembles de formes apparaissent à ce moment:

- des cryoturbations se traduisent par le développement de figurations géométriques de grande taille. Elles ne sont observables qu'en coupes dans des carrières comme les Pinasses-l'Eau Vive qui montrent des polygones de 5 à 10 mètres de diamètre désorganisés par la pédogénèse ultérieure.

- des guirlandes de gélifluxion sont également en superposition sur les arènes remaniées.

ces formes traduisent un froid tardif moins rigoureux que lors du maximum et dont les conditions d'occurrence ne sont pas les mêmes; elles sont certes accessoires dans le paysage, mais n'en contribuent pas moins à caractériser l'étage.

4. L'ETAGE GLACIAIRE

La caractéristique de cet étage est de se situer au-dessus de la ligne des neiges permanentes orographique.

4.1. LES FORMES DE L'ETAGE GLACIAIRE

Ce sont les formes nées de l'accumulation de la glace, notamment les **cirques et la calotte forézienne.** Deux domaines doivent être distingués: les domaines de cirques étendus où la glace acquiert une dynamique propre; les secteurs à couverture nivale mince, d'où n'émergent que quelques chicots soumis à la gélivation.

Les formes sont celles du modelé glaciaire. En raison de la couverture de glace, les processus de gélivation sont inexistants par immunisation. Le développement d'un pergélisol sous la glace ne peut être envisagé: son existence ne peut être prouvée: s'il existe, il ne pourrait qu'être antérieur au développement de la glace lors de la période du refroidissement. Compte-tenu du faible temps de réponse de ce type de glacier à toute oscillation climatique, il est peu probable qu'un pergélisol ait pu perdurer sous la glace.

4.2. LES LIMITES DE L'ETAGE.

L'étage occupe indiscutablement la partie la plus élevée du massif. Sa limite supérieure est celle des sommets à l'exception des secteurs des crêtes au-dessus de la ligne de convexité cryonivale qui, en raison du balayage par le vent, appartient à l'étage glacio-nival.

Sa limite inférieure diffère assez peu d'un versant à l'autre, fixée vers 1220- 1230 mètres. L'étage occupe les Hautes Chaumes au Nord d'une ligne de Baracuchet au Supeyres et au Sud du col de la Loge.

Dans le Pilat, l'étage n'est pas véritablement représenté: il affleure les lignes de crêtes du Chaussitre, des Crêts métamorphiques du Pilat et du Felletin. Les surfaces sont trop réduites, et surtout les pièges à neige sous la ligne de convexité cryonivale se trouvent en-dessous de la limite de l'étage, trop bas pour le développement d'une glaciation.

4.3. L'EVOLUTION CHRONOLOGIQUE DE L'ETAGE.

Comme le précédent, cet étage a subi l'effet des récurrences tardives froides. Elles sont causes d'une part des moraines de retrait et d'autre part des formes périglaciaires et nivales postérieures à la déglaciation.

Ces formes sont banales mais leur assemblage ne l'est pas: on trouve en effet à la fois les formes de l'étage périglaciaire inférieur, (coulées de gélifluxion, vallons de gélivation) et des formes de l'étage glacio-nival (niches de nivation) qui n'existent au maximum du froid, qu'à l'étage supérieur. Cette combinaison originale permet de distinguer cette période de celle du maximum en réalisant des conditions dynamiques qui n'ont pas leur équivalent à d'autres périodes.

5. CONCLUSION A LA DEFINITION DES ETAGES.

Quatre étages ont été définis. L'étage glaciaire occupe les parties sommitales au-dessus de la ligne des neiges permanentes. L'étage glacio-nival caractérisé par la présence de grandes formes de nivation et de pergélisol est situé immédiatement en contrebas. L'étage périglaciaire supérieur doit son originalité à l'omni-présence des arènes remaniées. L'étage périglaciaire inférieur se caractérise par des manifestations discrètes du froid, limitées à quelques

modelés banals.

Les limites entre étages varient en fonction de l'orientation et de l'exposition. L'étude régionale permettra, en fonction de ces conditions locales, de préciser l'amplitude des oscillations ainsi que les nuances de faciès qu'il convient d'introduire.

A chacun des étages correspond une histoire propre, avec sa succession de crises froides qui lui est propre. Les étages supérieurs ont subi l'effet de chacune des crises, les étages inférieurs n'ont enregistré que les plus rigoureuses.

Pour cette raison, l'étage ne traduit pas l'effet d'une morphogénèse à un moment donné, mais garde la mémoire de la succession des morphogénèses qui apportent toutes leur contribution au paysage actuel. Ici intervient le concept de dimension chronologique de l'étagement.

Chaque limite d'étage correspond donc:

- soit à une modification des processus à un moment donné de l'évolution, lorsque certains seuils sont franchis. Ces seuils peuvent être de nature climatique dans certains cas, comme par exemple, la ligne des neiges permanentes. Mais il peuvent tout aussi bien être un héritage qui provoque un changement brutal dans la nature des processus morphogéniques. Par exemple, le passage d'un niveau d'aplanissement sans altérites à un niveau d'aplanissement à altérites épaisses provoque des changements brusques dans la nature des processus morphologiques affectant la dynamique de l'arène, par le biais notamment de la rétention hydrique. Dans la mesure où ***ces seuils résultent d'un héritage,*** *les mêmes modifications se reproduisent à chacune des crises froides, et les limites d'étage séparent alors des ensembles dont* ***la différenciation morphologique va croissante avec le temps.***

- soit à une modification du nombre de crises froides enregistrées, donnant naissance à des associations de formes nouvelles inconnues ailleurs.

Les deux causes sont indissociables: les phénomènes climatiques sont par nature continus en termes de gradients. Les limites ou seuils qui apparaissent pour le déclenchement des processus sont donc dus à d'autres causes dont l'héritage et les données structurales. Il n'est donc pas possible d'interpréter les limites d'étages en termes paléoclimatiques avant d'avoir maîtrisé l'influence des autres paramètres qui définissent ces seuils, en d'autres termes d'avoir défini des faciès d'étage et d'avoir confronté leurs limites à celles des ensembles reconnus dans l'étude des héritages pré-quaternaires.

Chapitre 15
Les étages d'un massif à l'autre

L'héritage morphologique et la pétrographie conduisent à opposer des secteurs où l'altérite est omni-présente et des secteurs où la roche saine est offerte à l'action de la dynamique périglaciaire. Aussi complexes que soient les modalités de son influence, elle s'exerce sur un manteau d'arènes mobilisées ou sur des noyaux de roche saine ou peu altérée.

Dans l'un et l'autre cas, les processus dominants sont bien différents.

1. LA NOTION DE FACIES D'ETAGE.

L'héritage morphogénique et la pétrographie opposent des secteurs où l'altérite est régulièrement répartie et des secteurs où elle est discontinue entre des noyaux rocheux.

Deux faciès peuvent donc être distingués dans l'un et l'autre cas.

* **Un faciès à gélifluxion dominante** si l'altérite mobilisable est abondante et régulièrement répartie: l'action périglaciaire s'exerce alors sur un manteau meuble et la gélivation de la roche en place est exceptionnelle.

* **Un faciès à gélivation dominante** si la roche saine affleure largement ou si la couverture d'altérite est suffisamment mince ou discontinue pour ne pas entraver la pénétration des ondes de gel dans la roche en place.

Ces deux faciès se retrouvent dans chacun des étages précédemment définis. Ils se caractérisent par des associations de formes propres à chacun des faciès.

Dans le premier cas, la roche en place est pratiquement immunisée par les altérites. Au mieux, le cycle gel-dégel est annuel si le gel est saisonnier. Si le gel est permanent, la roche est immunisée. Les phénomènes de dégel superficiel avec couche active n'affectent que le manteau d'altérites suivant des rythmes quotidiens, pluriquotidiens, ou saisonniers.

Dans l'autre cas, la gélivation trouve des conditions plus favorables: la bonne conductivité thermique de la roche saine favorise la pénétration des ondes thermiques, multipliant les alternances de gel et de dégel. La gélifraction peut être une micro-gélifraction si la roche a une porosité et une perméabilité élevées, soit une macrogélifraction dans le cas contraire; les diaclases sont alors le seul lieu où l'eau libre peut s'accumuler.

Selon que l'un ou l'autre de ces processus est dominant des formes apparaissent ou n'apparaissent pas, d'autres, communes aux deux faciès prennent une fréquence différente, d'autres enfin, présentent des modifications de détail qu'il convient d'examiner.

1.1. LE FACIES A GELIFRACTION DOMINANTE.

1.1.1 Les formes caractéristique du faciès à gélifraction

Les champs de blocs sont les formes les plus caractéristiques de ce faciès. La macrogélifraction étant active et la gélifluxion peu active, les blocs s'accumulent au pied des affleurements rocheux.

Les éboulis, les éboulis fluants et les coulées de blocs sont représentatifs de ce faciès. Les pentes trop souvent modérées ne permettent qu'assez rarement le développement d'éboulis de gravité pure. Les formes plus complexes à matrice peu abondante l'emportent donc. A un degré moindre, les versants régularisés à blocs saillants alimentés par les tors et les chicots sont nombreux.

Sont absents de ce faciès, les arènes fauchées qui nécessitent la présence d'un manteau d'altérite épais, les recouvrements épais d'arènes à blocs, les coulées boueuses, les terrasses de gélifluxion. Les vallons en berceau sont rares, de même que les formes élémentaires de nivation.

Ce faciès est plus pauvre en formes, **l'étagement s'y exprime plus mal que dans l'autre.**

1.1.2. La localisation du faciès à gélifraction.

La répartition des secteurs où la gélifraction l'emporte est figurée sur la carte n° 15.1. Quatre ensembles se distinguent, qui doivent leur originalité autant à des conditions d'héritages que pétrographiques.

* **La zone englacée du Forez** est le premier secteur. La cause est le décapage par la glace. Il reste cependant géographiquement localisé en une zone étroite autour de Pierre-Sur-Haute où s'observent des roches polies et des surfaces raclées. Ailleurs, il faut le souligner, le paysage ne resemble nullement aux paysages raclés par des glaciers plus dynamiques ou plus récents comme l'Artense.

Trois raisons l'expliquent:

- la dynamique de la glace est fort différente lorsqu'il s'agit d'une calotte de sommet et d'un glacier de piémont comme au pied du Cantal et du Mont Dore. L'échelle des organismes y est aussi différente.
- le feutrage par la moraine est général dans tous les bassins;
- la présence d'une mince couverture périglaciaire sur les versants et les croupes, qui s'est développée après le départ du glacier; la rapidité de sa mise en place a pu être favorisée par la nature pétrographique du substrat, le granite à biotite pour l'essentiel, par l'ouverture des diaclases sous l'effet de la décompression, par un milieu périglaciaire agressif après la déglaciation au moins près des sommets, et probablement surtout par une **déglaciation précoce.**

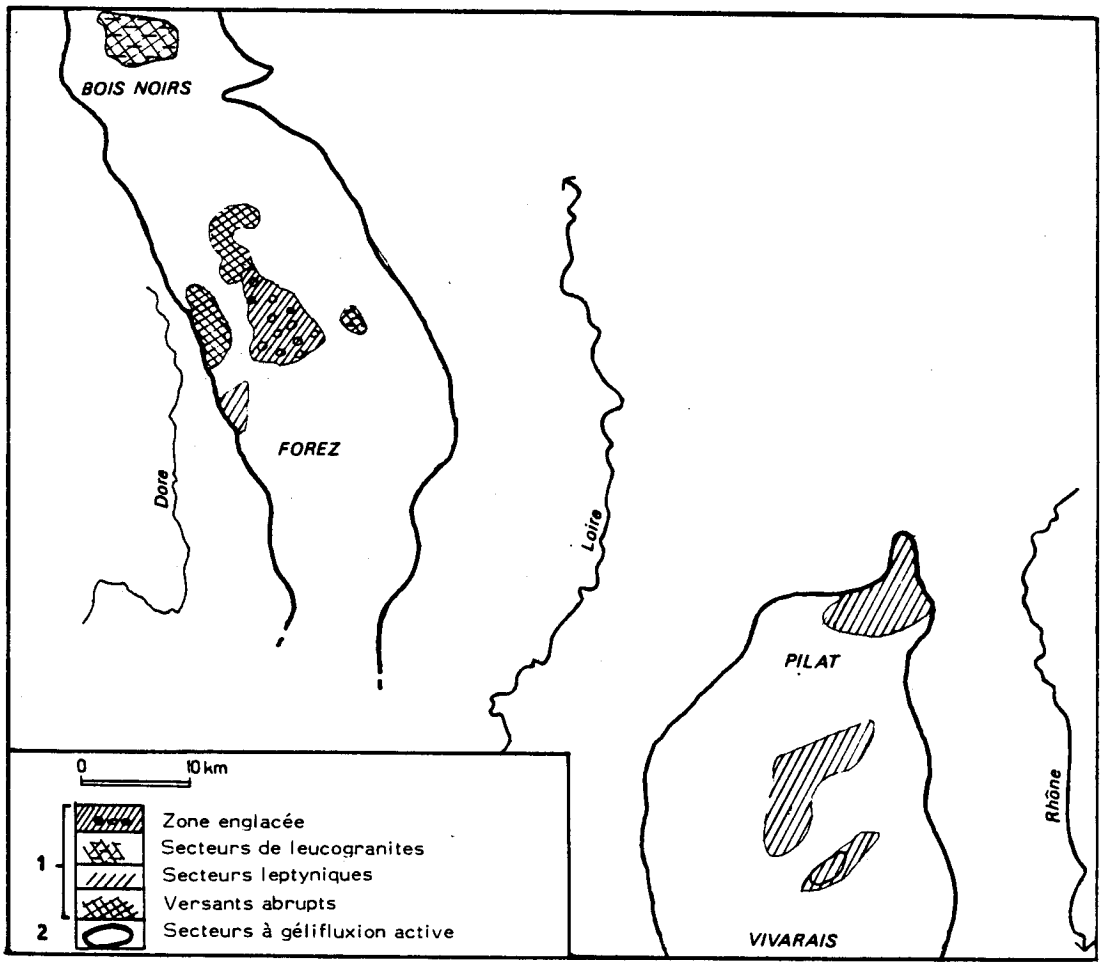


Fig. 15.1. DEUX FACIES D'ETAGE PERIGLACIAIRE

Les formes à blocs sont surtout développées dans les auges et les cirques déglacés, à Chorsin ou au Fossat, où les pentes sont suffisantes.

Ailleurs, les couvertures gélifluidales minces sont assez riches en limons et petite blocaille. Il n'y a pas de véritables champs de gros blocs dans ce secteur.

* **Les régions de leucogranites** constituent le deuxième ensemble. Deux massifs se distinguent dans le Nord Forez et les Bois Noirs et à Roche-en Forez. Dans les deux cas, il s'agit de massifs intrusifs qui doivent leur originalité au comportement du granite au gel. Occupant le haut de l'échelle de résistance régionale, ils sont en relief et portent de ce fait, des couvertures d'arènes minces et discontinues. Les tors, les chicots sont nombreux. La macrogélifraction est active et les versants sont tapissés de blocs saillants. La matrice est peu abondante, riche en éléments fins, sujets à l'exportation éolienne. Cette déflation, jointe au ruissellement, explique le dégagement de tabliers de blocs autour du Glizieux.

La minceur générale des couvertures d'altérites ne permet pas un bon développement des formes de nivation. La généralisation des versants régularisés n'apparaît que vers 900 mètres d'altitude, soit sensiblement plus haut que dans l'autre faciès.

* **Les secteurs leptyniques** se caractérisent par l'omni-présence des éboulis. A l'origine de ce faciès se trouve une convegence de faits. Le matériel est peu propice à la désagrégation granulaire par le gel mais sensible à la macro-gélivation. A cette cause s'ajoute l'héritage d'arènes préglaciaires quasi-inexistant.

L'absence d'arènes s'explique autant par la position de reliefs résiduels au-dessus de la surface sommitale de ces massifs. Ces couvertures occupent le haut de l'échelle de résistance régionale depuis le début du Tertiaire au moins. Les pentes raides ont entravé l'arénisation. La surrection de la fin du Tertiaire et le creusement consécutif des vallées n'ont fait qu'accentuer la tendance à la dénudation de pentes déjà peu couvertes à l'origine. Il n'y a donc pas de vrai front d'altération dans ces conditions, pas ou peu d'arènes mobilisables à l'exception de quelques panneaux d'arènes pénétrantes plus ou moins axés sur des fractures.

La gélifluxion est entravée, les couvertures d'arènes remaniées sont rares, minces. L'abondance des gros blocs provoque la naissance de clapiers qui nappent les versants, et ce n'est qu'en profondeur, sous ceux-ci, qu'un amenuisement de l'arène nourrit une véritable **arène périglaciaire.** La nivation s'exerce difficilement et l'exportation des fines joue à plein sur ces reliefs dominants.

* **Les versants abrupts de l'Ouest forézien** sont le dernier secteur. Les

fortes pentes sont le seul facteur explicatif: les torrents entaillent des gorges, les versants sont façonnés en chicots qui ne permettent pas le maintien d'une couverture continue. La macrogélivation l'emporte, donnant naissance à des chaos de blocs, des éboulis; dans les talwegs secondaires, seuls endroits où se rassemble un minimum d'arène, des langues gélifluidales mêlant blocs et arènes se développent avec un lavage plus ou moins prononcé par les torrents.

1.2. LE FACIES A GELIFLUXION DOMINANTE.

1.2.1. Les formes caractéristiques du faciès à gélifluxion.

Les versants régularisés sont omni-présents dans ce faciès. Chaque crise froide favorise ce processus: les formations de pente sont recouvertes par de nouveaux "arrivages" de matériaux de l'amont. Alors que le faciès précédent autorise assez souvent le fauchage des blocs car la tranche de sol dégelée en saison chaude atteint souvent la zone de cémentation de l'arène, voire la roche en place diaclasée, dans ce faciès, le fauchage ne s'exerce qu'aux dépens de l'arène meuble, mettant en place la dynamique de l'arène fauchée.

Cette généralisation des couvertures d'arènes remaniées favorise ultérieurement le développement des modelés de nivation, des coulées boueuses, des terrasses de cryoplanation. Dans les vallées, l'engorgement des matériaux à la base du versant, peut permettre le développement des terrasses de gélifluxion.

La grande épaisseur des formations de pente donne au paysage un aspect "mou" plus feutré que dans le type précédent.

Cette mollesse ne doit cependant pas faire illusion: la dénudation peut être poussée, localement suffisante pour que des tors soient dégagés et fournissent des boules et des dalles nageant dans l'arène. Les champs de blocs et éboulis sont rares: la fraction fine est toujours très abondante. Elle est surtout sableuse, 80 % , les gravillons et la petite blocaille sont moins abondants que dans le faciès précédent. La désagrégation granulaire du granite est toujours rapide, qu'elle résulte de la porosité du granite ou d'une altération préalable. La teneur en limons est toujours faible, inférieure à 10-15 %.

1.2.2. La localisation de ce faciès est large.

Les hautes chaumes foréziennes hors du domaine englacé appartiennent à ce faciès, ainsi que leur retombée orientale. Vers l'Ouest, ce faciès est limité

par l'excès de pente du versant livradois au-dessus du sillon forézien; vers l'Est, il se développe au contraire largement sur les replats intermédiaires dérivés des aplanissements miocènes où la couverture d'arène est épaisse, les pentes modérées et les faciès pétrographiques favorables. Sur les replats inférieurs du "Pays coupé", l'arène est davantage éparse, la grande vitesse d'altération des migmatites compensant un héritage pré-glaciaire plus limité.

Au Sud, ce faciès se développe largement sur les plateaux qui prongent au Sud la surface sommitale, vers Craponne et la Chaise-Dieu. A l'Est de la Loire, les pays de l'Yssingelais, de la République, de Saint Genest appartiennent à ce faciès. Cet ensemble occupe une large extension au pied des crêts métamorphiques jusqu'aux ensembles volcaniques du Velay. Sur le versant rhodanien, il s'étend moins largement en raison des pentes, mais se trouve toutefois dans la vallée de la Deôme autour de Bourg-Argental. Certaines couvertures métamorphiques sont à inclure dans ce faciès telle celle du Pyfara entre Burdignes et le col de la Charousse.

La fracturation du gneiss est très importante: l'espacement moyen des diaclases est de l'ordre de la vingtaine de centimètres, de nombreux panneaux arénisés apparaissent au hasard des coupes, se traduisant par des arènes fauchées. Le paysage n'est toutefois pas identique à celui des granites à biotite : la rareté des tors due à la fracturation excessive du gneiss rend les versants monotones. L'absence de désagrégation granulaire donne des dépôts épais, mais riches en blocaille anguleuse, semi-décimétrique, riche également en limons (20 %), pauvre en sables. L'incorporation des blocs par fauchage est la règle. La redistribution des limons par le gel dans le profil est générale.

Cet ensemble a donc un comportement qui le rapproche à la fois des granites à biotite et des autres couvertures leptyniques claires.

1.3. CONCLUSION A LA DEFINITION DES FACIES.

L'existence de deux faciès principaux résulte des potentialités de la pétrographie à fournir du matériel meuble et de l'histoire géomorphologique qui a permis son expression ou ne l'a pas permis.

Trois cas se présentent donc:

- des secteurs d'arènes épaisses, sur roche arénisable, où le faciès de gélifluxion est largement dominant;

- des secteurs sans arènes épaisses, sur les mêmes roches que précédemment: l'absence d'arénisation remonte à un temps plus ou moins lointain: immunité des pentes, exhumation récente, glaciation...

- des secteurs sans arènes parce que la pétrographie est peu favorable à l'arénisation; la position dominante peut ajouter ses effets comme dans le cas des crêts métamorphiques du Pilat.

L'étude de l'agencement régional montrera, secteur par secteur, à quel faciès correspondent les modelés observés et quelle en est la raison; elle montrera l'articulation des phénomènes d'étagement et d'exposition avec ces héritages morphologiques et structuraux.

2. LES NUANCES REGIONALES

Les nuances régionales s'affirment au sein d'un même massif et à plus forte raison d'un massif à l'autre.

2.1. LE FOREZ: UNE OPPOSITION DE L'OUEST A L'EST.

En raison de la disposition méridienne du Forez, l'opposition est surtout vigoureuse entre les versants foréziens et livradois. Elle est plus de nature climatique et topographique que pétrographique: les granites calco-alcalins à grains grossiers dominent sur les deux versants.

2.1.1. Le versant livradois du Forez.

Les particularités topographiques conditionnent étroitement les possibilités de développement de l'étagement. Les aplanissements de piémont sont à une altitude trop faible pour appartenir à l'étage périglaciaire inférieur. Immédiatement en arrière, les première crêtes, situées en avant du sillon interne forézien, sont déjà trop élevées pour appartenir à l'étage périglaciaire inférieur: elles atteignent 1000 mètres ou les dépassent. Les altitudes moyennes n'existent que sous la forme de gorges étroites, ramonées par les torrents émissaires des glaciers, où toute trace d'activité périglaciaire a disparu. Les altitudes élevées sont représentées par un faciès "au vent ".

* **L'étage périglaciaire inférieur** n'est représenté fugacement que sur *le piémont. Les vallons de gélivation existent, peu nombreux. L'ensemble est* dominé par les accumulations torrentielles de piémont.

La récente exhumation de ce piémont sous la couverture sédimentaire

du bassin d'Ambert explique la faible altération du socle, circonstance peu propice à la fourniture de matériel mobilisable.

* **L'étage périglaciaire supérieur** est très représenté. Il constitue la plus grande part du versant occidental depuis le piémont jusqu'au sommet. Il se caractérise par des pentes toujours très raides, facilitant la migration des débris et le déchaussement des tors et des chicots. Plusieurs exemples de véritables corniches existent même sur ce versant comme les rochers de la Volpie.

Cet étage présente l'assemblage monotone des formes suivantes: chicot ou tor en position sommitale, versant régularisé d'arènes à blocs enrecouvrement généralisé souvent épais, associés à des gorges où la roche affleure. Le fond de ces gorges est parfois remblayé par des nappes torrentielles à blocs (Ruisseaux de Pailhat, de Vertolaye, de Tarrit). La seule note originale est la présence de gros blocs éboulés, d'éboulis de gravité au Bois de Riou ou aux rochers de la Volpie. Vers le bas, le versant d'arènes à blocs remaniées apparaît dès le contact avec le piémont parce que succède un versant couvert d'arène à un piémont qui en est dépourvu. Ce contact se situe vers 650 à 700 mètres. Cette limite est un héritage plus qu'un fait climatique, car lorsque la pente est suffisante, le versant régularisé descend plus bas (600 mètres à Chantemerle en bordure de la Dore). Les altérites anciennes sont souvent fauchées, à une altitude anormalement basse: trois coupes sont recensées en-dessous de 850 mètres, dont la plus basse à 689 mètres.

L'étage périglaciaire supérieur est donc anormalement dilaté vers le bas de ce versant. Mais sa limite inférieure n'est probablement pas exclusivement climatique.

* **L'étage glacio-nival** est présent au-dessus de 1150 mètres d'altitude. Il est représenté par l'assemblage des formes suivantes: arènes de ruissellement nival avec ou sans blocs, niches de nivation, cirques de névés, rares, formes glaciaires de la marge de fusion des langues issues du plateau.

Les formes de nivation sont rares: elles le seraient plus encore si la montagne de Monthiallier n'offrait un versant vers l'Est, abrité des vents dominants.

L'étage est fortement dilaté vers le haut, atteignant la ligne de crête vers 1600 mètres d'altitude. La quasi-absence de l'étage glaciaire s'explique par manque de piège à neige. Trois ébauches de cirques seulement sont recensées, donnant des langues courtes de type glacier couvert. L'effet de chasse-neige est maximal près des crêtes, responsable de la position basse de la ligne de

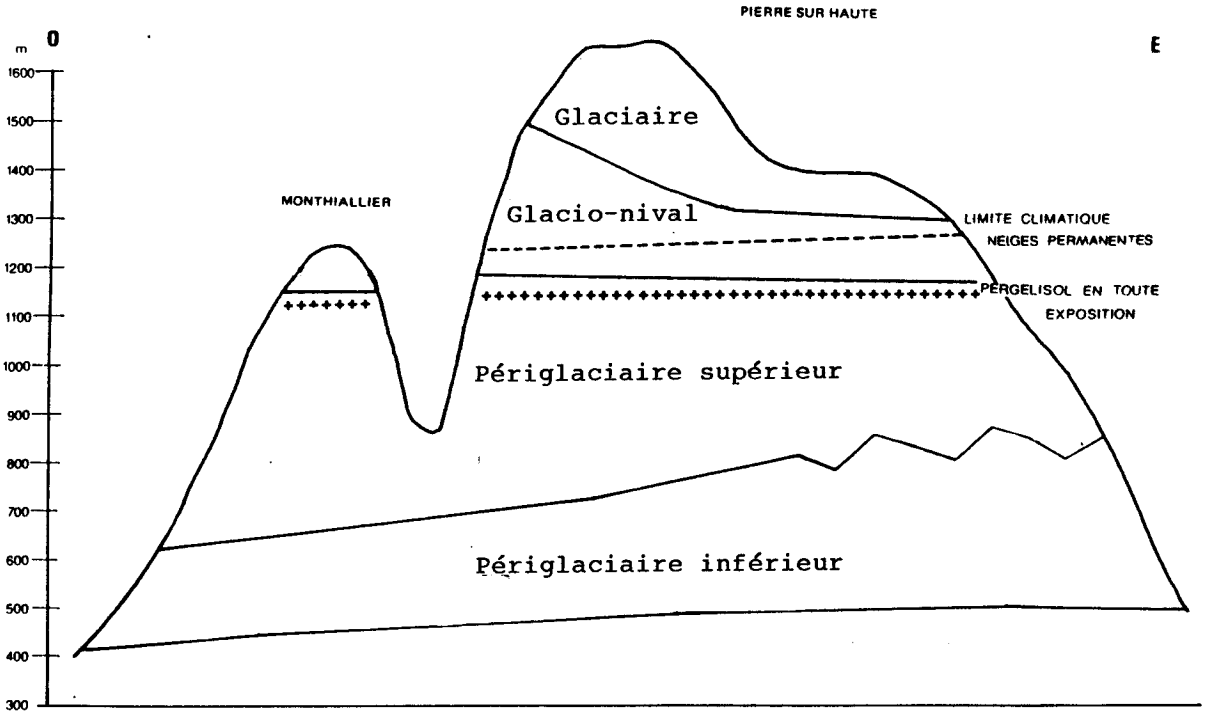


Fig. 15.2 MODELE D'ETAGEMENT EN FOREZ

convexité cryonivale vers 1200 mètres environ. Franchie cette ligne, on se trouve dans l'étage glaciaire climatique, mais l'étage glacio-nival orographique se poursuit sur 300 mètres.

La très grande extension des phénomènes de ruissellement sur sol gelé s'explique par cet effet de chasse-neige. La couverture neigeuse est mince, peut-être même discontinue et limitée aux creux: le gel trouve des conditions idéales de pénétration, à des altitudes qui, sur les autres versants, sont recouvertes par la glace et la neige. La fusion existe en été, mais le dégel du sol n'est que partiel et superficiel permettant le développement des arènes de gélifluxion.

La macrogélivation est très intense pour la même raison, les diaclases sont les seuls pièges pour la neige et les fines issues de la microgélifraction des parois des blocs. Le déchaussement des tors est général, facilité par les fortes pentes. Les arènes remaniées ont donc des blocs saillants.

Les mêmes causes ont permis le développement de guirlandes de gélifluxion tardives, très abondantes tout au long de la route militaire des crêtes. Les potentialités structurales favorables au développement et au démantèlement des tors sont exploitées de manière optimale. L'influence de la pétrographie est tout-à-fait secondaire ici devant l'emprise de l'exposition au vent, les mêmes modelés se développement aussi bien dans les plutons péri-forez au Nord que le granite d'anatexie au Sud.

* **L'étage glaciaire** n'existe que sur les sommets de Monthiallier, aux

cols de part et d'autre de la Croix du Fossat. Un bon exemple d'inversion d'étagement apparaît ici, cet étage glaciaire est dominé par les versants de la Richarde faisant partie de l'étage glacio-nival. Les conditions topographiques sont contraignantes pour définir la juxtaposition des étages.

2.1.2. Le versant forézien.

Ce versant est marqué par la grande extension des plateaux d'altitude moyenne. Sa position sous le vent conduit à une hypertrophie de l'étage glaciaire alors que l'étage glacio-nival est réduit à une étroite bande. A cette réserve près, c'est celui où l'étagement est le plus régulièrement exprimé.

* **L'étage périglaciaire inférieur** se développe sur les replats du "Pays coupé". Il s'étend sur les replats en contrebas des alvéoles et couloirs au Nord, sur la partie aval du pédiment au Sud. Dans les deux cas, les arènes sont minces, laissant apparaître de nombreux coeurs rocheux en forme de tors et chicots. On trouve toutes les formes caractéristiques de cet étage y compris les vallées dissymétriques.

Les tors et les chicots sont nombreux mais contrairement aux hautes altitudes, il n'ont pas connu un démantèlement assez poussé pour mettre en place de grandes nappes de blocs: ils se présentent plutôt sous la forme de chaos en *position d'interfluves* ou couronnant les croupes; ils nourrissent peu de versants à blocs saillants, du moins à cette altitude.

La dissection par le réseau hydrographique est importante, le développement des vallons est général. Plus que la densité du réseau, c'est la vigueur de l'incision en relation avec le niveau de base proche qui explique la raideur des versants de ces vallons.

* **l'étage périglaciaire supérieur** voit les recouvrements d'arènes à blocs se généraliser. La limite de ces formations va de Saint Georges-en Couzan au Nord, à Saint Bonnet-le Courreau, Sémiol, Verrières, Chazelles, Saint Jean-Soleymieux. Elle oscille de 800 à 920 mètres selon les lieux; il n'est pas possible de déceler une diminution ou une augmentation régulière du Nord au Sud. La constance de cette altitude serait un argument pour en faire une limite essentiellement climatique; cependant, elle coïncide assez justement avec les versants dominant les niveaux miocènes, en épousant les sinuosités du contact avec les versants qui les dominent à l'amont, que ce contact soit jalonné par une faille, un contact lithologique ou non. En-dessous de ces niveaux, les caractères du modelé sont toujours ceux de l'étage périglaciaire inférieur.

Il est donc délicat, dans ces conditions, de faire la part entre les deux causes: une préférence pour l'explication climatique pourrait être argumentée de la manière suivante: l'altitude de 800 mètres est celle à partir de laquelle l'effet d'abri des crêtes se fait sentir. Il est toutefois probable qu'à l'échelle du détail, l'héritage morphologique a joué, la couverture d'altérite est toujours sous les niveaux de replats et les couloirs.

Il y a sur ce versant, exacte coïncidence entre un héritage morphologique et une limite paléoclimatique pour expliquer l'organisation des étagements des modelés.

Cet étage est surtout représenté par son faciès à gélifluxion. Le faciès à gélifraction n'existe que sur le massif leucogranitique des Mûres-Roche-en Forez. Contrairement à la disposition du versant occidental, il existe peu de grands versants rectilignes mais une multitude de **petites unités groupées autour d'alvéoles progressivement empâtés** tels ceux de Roche, de Verrières ou du Chevallard décrit antérieurement (B. ETLICHER,1975).

* **L'étage glacio-nival** apparaît vers 1180 à 1200 mètres. Comme l'étage glaciaire occupe tout l'espace au-dessus de 1250 à 1300 mètres, il est assez réduit, se développant surtout dans la partie méridionale du massif.

Les formes caractéristiques de cet étage sont encore très abondantes jusqu'à 1050 mètres d'altitude au Sud de Verrières jusqu'au Col de la Cr oix de l'Homme-Mort. Cirques de névés et arènes de ruissellement s'y développent nombreux, en relation avec un abaissement de la ligne de crête. Cet étage est très sensible à la dynamique du vent.

Les formes développées sur pente faible sont peu nombreuses, coulées boueuses et terrasses de gélifluxion, alors que domine l'association des versants à boules saillantes, arènes de ruissellement et tors. Sur la partie de la surface sommitale au Sud du domaine englacé, plus plane, les terrasses de gélifluxion et les vallons à dissymétrie nivale sont les plus représentatifs. L'étage est également envahi, dans la partie nord surtout par les formes de fusion glaciaire. Moraines, de divers stades, verrous et parfois auges se développent donc en contrebas de l'escarpement-limite de la surface sommitale.

* **L'étage glaciaire** se développe au-dessus de 1300 mètres avec deux faciès: un faciès au Nord, dynamique, avec auges, cirques, verrous, bien dessinés, un faciès peu dynamique plus au Sud en cuvettes et buttes avec quelques accumulations drumlinoïdes.

Des associations de formes périglaciaires tardives caractérisent cet étage. Les formes de nivation sont très nombreuses et bien développées, les

terrasses de gélifluxion remanient la moraine de fond, des épandages périglaciaires recouvrent la moraine; les volumes remobilisés depuis le départ du glacier restent modestes, l'exisence d'une couverture nivale importante n'a pas permis, comme sur le versant occidental, un dégagement des tors et des formes qui leur sont associées.

2.1.3. Le Nord forézien.

Entre le sillon de Noirétable et Chalmazel, la presque totalité des versants se situent dans l'étage périglaciaire supérieur et dans l'étage glacionival. L'association des versants d'arènes remaniées souvent à blocs saillants est connue depuis longtemps. (A.GODARD,1972).

L'altitude de l'étage périglaciaire supérieure est assez basse, proche des valeurs du versant occidental: les affleurements de granites porphyroïdes sont prépondérants associés aux granites de l'Hermitage, les chaos de boules et les tors se multiplient. En-dessous des planchers d'alvéole, les versants régularisés existent toujours, mais le socle est peu altéré et les arènes fauchées disparaissent: A.GODARD (1972) l'avait remarqué en fixant à 1000 mètres l'altitude inférieure des arènes fauchées.

Au Nord, dans le massif des Bois Noirs, l'étage est entièrement compris dans l'étage périglaciaire supérieur. La fracturation assez dense fournit une blocaille de petite taille dans le leucogranite alcalin. Les pentes sont insuffisantes pour un bon déchaussement des tors ailleurs qu'à la convexité limitant la surface ommitale. L'altitude du massif est insuffisante pour permettre le développement d'un étage glacio-nival.

2.2. LE PILAT ET LES MASSIFS VIVAROIS.

Sur la bordure orientale, l'influence de la pétrographie sur l'étagement est beaucoup plus sensible que dans le Forez. L'opposition entre secteurs granitiques et couvertures métamorphiques est un leitmotiv.

2.2.1 Le Pilat métamorphique.

La pétrographie particulière et la raideur des pentes font l'originalité du massif.

Sur le flanc nord, l'étage périglaciaire inférieur est entièrement dans

la couverture de micaschistes. Versantsréglés, chicots, vallons de gélivation constituent l'assemblage des formes caractéristiques de cet étage périglaciaire inférieur.

Le transit des matériaux en minces recouvrements régulièrement évacués dans les talwegs évite le passage aux recouvrements continus qui seraient caractéristiques de l'étage supérieur. En revanche, dans les talwegs, se produisent des engorgements: les blocs sont lavés de leurs fines et donnent naissance à des coulées de blocs au sens de J.TRICART (1967). La généralisation de ces formations dans tous les talwegs est l'indicateur, dans ce matériel particulier, de l'entrée dans l'étage supérieur.

Dans ce domaine de micaschistes, la généralisation des revêtements à blocs alimentés par fauchage des chicots intervient vers 740 mètres tant à Doizieu que sur le massif de la Rivoire. Elle correspond au développement des coulées de blocs dans les talwegs. Mais les surfaces concernées sont réduites, l'essentiel de l'étage périglaciaire supérieur se développe sur les gneiss.

La disposition stratoïde oppose les séries leptyniques non arénisées et soumises à la macro-gélivation aux séries gneisso-amphiboliques à leur mur, souvent altérées mais sur une profondeur inégale. Les versants d'arènes remaniées ne se développement réellement que sur ces dernières et sur les anatexites claires de base. Dans ces formations, les modelés sont les mêmes que ceux du Forez et peu d'autres formes que le versant régularisé identifient cet étage.

Les formations à blocs dépassent souvent 3 mètres, sont souvent complexes à dallages superposés en dépit d'une pente moyenne toujours très supérieure a ce qu'elle est en Forez. L'abondance des blocs est liée à l'existence de nombreux tors et chicots surtout au Sud des crêtes: le ramonage est particulièrement actif, les pentes dépassant 10 %.

Ailleurs, les niveaux leptyniques clairs sont peu favorables au développement des arènes remaniées. A quelques exceptions près, la norme est plutôt l'accumulations de blocs en clapiers.

Leur généralisation n'est la règle que sur le versant nord du Pilat: la totalité des versants y est occupée par des arènes remaniées, des chirats, ou la superposition des deux formations. Les chicots ne sont que des pointements isolés dans une mer de blocs. Sur le versant sud, le recouvrement est discontinu même à l'étage périglaciaire supérieur: une corniche, des tors, de nombreux chicots apparaissent. Les chirats forment des tabliers localisés au pied de la crête

monoclinale. L'absence de recouvrements généralisés d'arènes ne remet pas en cause l'étagement mais est le fait des conditions locales. La macrogélivation est le phénomène périglaciaire dominant, favorisée par le comportement au gel de ce matériel.

A une dissymétrie de structure due au pendage, s'ajoute une dissymétrie de dynamique. Sur le versant sous le vent, la gélivation ne peut s'exercer que sur la partie sommitale: le fluage, alimenté par l'eau de fonte ou la neige prend rapidement le relais; les tabliers d'éboulis sont plus localisés mais plus épais et descendent plus bas et sur les arènes issues des gneiss à amphiboles leur dynamique est plus complexe.

Sur le versant nord et ouest, la macrogélivation affecte des surfaces plus vastes, le déneigement est mieux assuré, mais le fluage des éboulis est moins marqué: l'éboulis est plus vaste et plus pelliculaire, il recouvre plus rarement des arènes remaniées à sa base.

Vers le haut, le passage à l'étage glacio-nival est marqué par le développement des formes de nivation. Discrètes sur le flanc nord, à partir de 1280 à 1300 mètres, elles affirment leur présence sur le versant sud, sous les crêtes, jusqu'à 1210 mètres.

Les arcs de névé, les éboulis fluants, ainsi que quelques formes évoluant vers les glaciers rocheux sont localisées dans des talwegs. Aucune opposition de versant entre les versants d'une même vallée n'est décelable, peut-être en partie par suite de l'orientation fréquemment méridienne des vallées. L'essentiel reste donc l'opposition entre le versant nord et le versant sud de la crête où se manifeste un sensible décalage des limites.

2.2.2 Le Pilat granitique.

Cette unité régionale offre des conditions proches de celles du Forez par la pétrographie, la topographie, ce qui permet d'utiles comparaisons.

* **L'étage périglaciaire inférieur** n'existe que sur le versant rhodanien. L'assemblage des formes est le même que sur le versant oriental forézien dans la vallée de la Deôme, la seule nuance est l'importance des alluvions de fond de vallée, la présence des cônes torrentiels de piémont surtout en rive droite. L'étage s'élève à 870-880 mètres dans la vallée de l'Argental, 920 mètres dans celui de la Deôme. La généralisation des revêtements d'arènes remaniées ne se manifeste qu'au-dessus des planchers des couloirs et alvéoles. Lorsqu'ils sont situés entre 700 et 900 mètres, ils constituent une limite préférentielle, mais

lorsqu'ils sont décalés par faille -dans la vallée de la Bétonnière à 1130 mètres- les arènes remaniées descendent plus bas.

* **L'étage périglaciaire supérieur** est représenté entre 800 et 1080 mètres environ. Il présente également le faciès à gélifluxion avec tors, versants d'arènes remaniées à boules saillantes.

Le caractère original de cet étage est la fréquence des coulées boueuses, associées ou non à des formes de nivation. Elles se situent à la limite supérieure de l'étage, le plus souvent vers 1000 mètres d'altitude. Cet étage, réduit en surface sur le versant rhodanien, s'étend largement sur les plateaux à l'Ouest des crêtes. Les faibles pentes permettent, à des altitudes moindres qu'en Forez, le développement des terrasses de gélifluxion.

* **L'étage glacio-nival** occupe les crêtes en l'absence d'étage glaciaire. Il est très étendu mais sur une amplitude faible. Les cirques de névé permettent de fixer sa limite inférieure à 1150 mètres à l'Est comme à l'Ouest. Aux niches de nivation s'ajoutent les grands cirques de névés et même quelques glaciers de parois. Les arènes de ruissellement, les arènes fauchées et les compactions s'ajoutent à l'inventaire des formes de cet étage. Les formations de pente sont souvent épaisses, parfois supérieures à trois mètres et à stratigraphie complexe.

Les surfaces balayées par le vent sont étendues, les pièges à neige sont rares et de faible ampleur, conséquence de l'absence d'une ligne de crête vigoureuse et continue. Comme en Forez, mais à plus basse altitude, des phénomènes périglaciaires tardifs ont affecté cet étage à partir de 1280 mètres sous la forme de cryoturbations et de guirlandes de gélifluxion.

2.2.3. Les massifs vivarois

Les massifs vivarois présentent une pétrogaphie et une topographie qui rappellent à beaucoup d'égards, le Pilat septentrional. Les mêmes pentes raides accompagnent une dissection poussée se traduisant par le même modelé de grands versants rectilignes avec corniche sommitale. Les dénivellations sont du même ordre.

Deux domaines doivent être cependant distingués: le Pyfara est un massif sans chirats, alors que plus au Sud, les massifs des Vents, de Combe Noire et du Felletin présentent le plus bel ensemble de chirats de toute la bordure orientale.

Sur le versant nord-ouest du Pyfara, la monotonie est de règle: les versants régularisés de la forêt de Taillard nappent toute la surface; les chicots et les

tors apparaissent au sommet dans les gneiss leptyniques associés à des vallons de gélivation à forte pente et modelés par les névés. Plus bas, la dissection l'emporte dans les anatexites claires de base et le recouvrement d'arènes à blocs est indifférencié.

L'absence de niveaux de replats généralisés ou leur position très basse au-dessus de la Deôme, ne permet guère ici de considérer le replat miocène comme faisant transition entre les étages périglaciaires inférieur et supérieur. L'encaissement généralisé des vallons en V, la disparition des tors, des formes de nivation, pourraient seuls traduire, vers 930 mètres d'altitude le passage à l'étage inférieur.

Sur le versant sud, le modelé est plus varié: l'étage périglaciaire inférieur disparaît presque totalement: le versant de Vanosc, en adret, présente des caractères déjà méditerranéens. Au-dessus du village, de 640 à 1000 mètres, tout le versant est du type à chicots rocheux en place. Toute trace de couverture périglaciaire a disparu si elle a jamais existé. Une couverture colluviale, holocène, liée aux pratiques culturales recouvre totalement le versant sur une épaisseur de plusieurs mètres. Des aménagements en terrasses de culture contribuent à artificialiser le modelé. Il est possible que d'anciennes formations périglaciaires soient remaniées dans ces formations colluviales, mais la présence de blocs est toujours limitée en nombre et en taille par suite de l'épierrement; il est d'autre part difficile de connaitre la provenance des blocs constituant les terrasses. L'origine anthropique des accumulations derrière les murs est attestée par l'abondance des charbons de bois dans les dépôts.

L'étage périglaciaire inférieur où les manifestations du froid ont dû être sensiblement attenuées a donc disparu sous l'action de l'érosion holocène.

* **L'étage périglaciaire supérieur** est clairement représenté à partir de 960 mètres environ. A côté des versants régularisés qui apparaissent en toutes expositions, des nappes de blocs grossiers, saillants, associées à des corniches font leur apparition. Les vallons de gélivation n'apparaissent qu'à cet étage, bien plus haut que dans les autres massifs.

* **L'étage glacio-nival** existe près des sommets en raison de l'altitude importante de ces massifs. Les pentes fortes sont rares à cet étage sauf sur le versant méridional du Pyfara. Les formes de nivation sont mal venues, mais les arènes de ruissellement, les dallages sont nombreux.

L'empreinte nivale est toujours très abondante sur les dépôts, beaucoup moins sur les formes, toujours embryonnaires à l'exception de quelques bourrelets de névés, moraines de cirques. Les tors sont également rares. Ces remarques suggèrent une répartition assez régulière de la couverture nivale, une gélivation

plutôt modérée. Ces remarques peuvent s'interpréter comme l'indication d'une moindre redistribution de la neige que dans les massifs plus occidentaux ou plus septentrionaux. L'épaisseur des formations d'arène déplacée peut être fort grande, dépassant trois mètres, avec des stratigraphies complexes.

Les domaines plus méridionaux du Felletin et de la Louvesc présentent beaucoup de similitudes avec le Pilat.

Il est vain ici de chercher les traces de l'étage périglaciaire inférieur: on passe sans transition du versant à roche nue, chicots, colluvions holocènes, au versant d'arènes remaniées en revêtements généralisés. Les vallons de gélivation suspendus sont les seules manifestations de l'étage périglaciaire inférieur.

Dès l'étage périglaciaire supérieur, les chirats se développent. Des formes d'éboulis de gravité pure, instables, se développent sur les versants les plus raides à côté des formes plus complexes identiques aux massifs septentrionaux. Certains sont encore partiellement fonctionnels sur la Combe Noire notamment.

Les manifestations de l'étage glacio-nival sont très délicates à observer dans les conditions de pente qui sont celles de ces massifs. Les grands amphithéâtres sont les seuls pièges à neige possibles: ils montrent des formes qui ne dépassent pas le stade du névé (La Charousse, Saint Bonnet-le Froid). Ces formes donnent néanmoins une idée de la position probable de l'étage glacio-nival vers 1200 mètres. Sur le versant occidental où les pentes sont moins raides, la dissymétrie nivale des vallons devient systématique dès 1100 mètres, ce qui permet de proposer cette limite inférieure pour l'étage glacio-nival.

2.2.4. Conclusions.

L'évolution de l'étagement entre les différentes parties du massif est relativement limitée dans son amplitude. Elle mérite néanmoins les observations suivantes.(Fig.15.3.)

- ***Un relèvement régulier vers le Sud-Est des limites d'étage*** *s'observe non seulement à l'intérieur de chacun des massifs, entre leur versant nordouest et leur versant sud-est, mais aussi d'un massif à l'autre entre le Jarez et le Felletin. Pour ne citer que cet exemple, la base de l'étage périglaciaire supérieur s'élève de 750 à 1000 mètres.*

- ***Des variations plus amples de la limite périglaciaire supérieur-glacio-nival*** *se traduisent par la baisse là où l'effet de crête est le plus marqué: le Pilat et le Felletin. Les massifs plus tabulaires, Panère, Chaussître, Pyfara, présentent une symétrie des deux versants. Ces variations s'étagent de 1150 à 1240 mètres.*

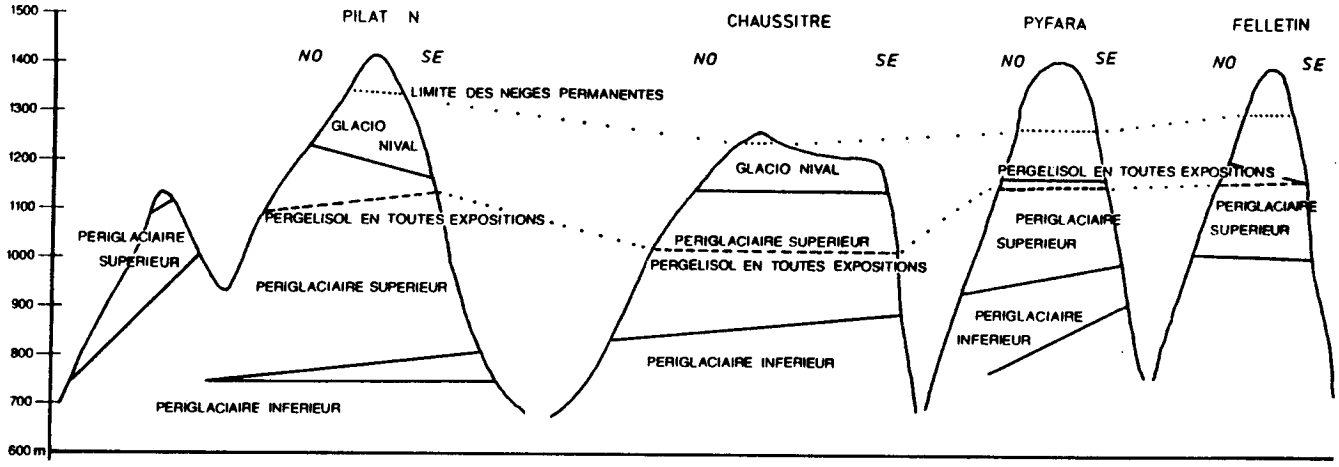


Fig. 15.3. MODELE D'ETAGEMENT DANS LES MASSIFS ORIENTAUX

- ***Les surfaces comprises dans l'étage périglaciaire supérieur sont donc considérables,*** *ce dernier étage est le plus étendu.*

- ***L'altitude de la base du pergélisol continu possible*** *telle qu'elle a été déduite, montre une évolution parallèle à celle du sommet de l'étage périglaciaire supérieur. Un léger abaissement de cette limite se manifeste toutefois sur le Panère et le Chaussitre: ce dernier massif joue un rôle de pole froid, en raison de sa topographie en bosses et en cuvettes. Ces remarques ne valent toutefois que pour les étages supérieur.*

Il se manifeste donc de manière claire que, ***plus que l'altitude absolue d'un massif, c'est l'étendue des surfaces à haute altitude qui conditionne le développement des modelés nivaux .***

2.3. DU FOREZ AU PILAT.

La comparaison des limites obtenues entre les deux massifs confirme les conclusions propres à chacun d'eux.

L'altitude des divers étages évolue parallèlement: croissante vers l'Est et le Sud pour les étages périglaciaires inférieurs et supérieurs, décroissante vers l'Est pour l'étage glacio-nival.

L'ordre de grandeur des limites d'étages est comparable. Les différences

climatiques entre les massifs ne sont que des nuances: en règle générale, les massifs de la bordure orientale ont connu des conditions un peu moins sévères que le Forez. Ce privilège est tout relatif, car le versant oriental forézien a des limites d'étage plus élevées que le versant nord du Pilat. Ceci démontre que les différences entre les versants d'un même massif sont plus marquées que celles d'un massif à l'autre.

A exposition comparable, l'étage périglaciaire inférieur situé de 400 à 600 mètres sur le versant forézien se retrouve à 500-700 mètres sur le versant nord du Pilat, soit un décalage de 100 mètres environ. L'apparition de l'étage glacio-nival à 1150 mètres en Forez, se retrouve à 1250 mètres dans les massifs orientaux avec, toutefois, un léger abaissement sur les premiers contreforts du versant septentrional.

L'amplitude des étages est comparable. Elle est de 200 mètres pour le périglaciaire inférieur, 400 mètres pour le périglaciaire supérieur dans chacun des massifs. Le massif du Chaussitre est le plus comparable au Forez par sa lourdeur; il ne fait plus figure d'exception: la limite de l'étage glacio-nival à 1150 mètres correspond à celle du Forez.

Pour les étages les plus élevés, les conclusions sont convergentes entre les massifs. La limite du pergélisol continu possible apparaît dans des conditions identiques en Forez et dans les massifs orientaux. Sa valeur, 1100 à 1120 mètres, est la même. Elle n'est un peu inféreure que dans les vallées internes, entre Chaussitre et Panère. L'originalité du Pyfara et du Felletin apparaît bien par un décalage brusque qui traduit une limite climatique régionale.

L'étage glacio-nival apparaît vers 1180 mètres dans le Pilat comme en Forez. L'absence de décalage entre ces deux massifs est une constatation importante. Jointe à l'absence de décalage entre Pilat et Felletin, elle montre que si une amélioration climatique existe en gagnant vers le Sud, ses effets ne se traduisent pas par une réduction des phénomènes de nivation.

Les conclusions climatologiques que l'on peut tirer de ces observations confirment que l'effet d'abri ne se fait sentir qu'en-dessous d'une altitudeseuil en décalant vers le haut les limites des étages inférieurs. Ce seuil se place vers 850 à 950 mètres. Aux basses altitudes, cet effet d'abri peut décaler les limites d'étage de près de 500 mètres entre l'Ouest du Forez et l'Est du Felletin.

Cette remarque est en accord avec les observations actuelles: par régime de Nord-Ouest, l'effet de Mistral commence à se faire sentir dans les vallées bien orientées.

La suralimentation neigeuse sur les versants sud-est traduit la constance des vents de Nord-Ouest. L'abaissement général des limites d'étage vers le Nord-Ouest traduit une plus grande nébulosité, des précipitations plus importantes dans cette direction. Le relèvement vers le Sud-Est peut traduire un effet de foehn générateur d'un réchauffement estival plus sensible avec un ensoleillement plus important.

3. D'UN MASSIF A L'AUTRE

La méthode développée dans le cadre de la région d'étude peut être appliquée à d'autres massifs montagneux. Sans vouloir entreprendre une étude détaillée dans d'autres massifs, étude qui reste à mener mais sort du cadre imparti à ce travail, il est utile de faire quelques remarques sur la logique de l'étagement dans d'autres massifs. Ces remarques se limitent à quelques exemples dans des massifs ayant fait l'objet de prospections et de cartographies géomorphologiques détaillées. Aussi insuffisante que soit cette méthode, elle permet de préciser la validité de la notion d'étage telle qu'elle a été définie, de proposer une interprétation paléoclimatique plus fine.

3.1. LA MARGERIDE.

La carte géomorphologique détaillée (feuille de Saugues et Saint Chely) permet d'esquisser une organisation de l'étagement dans un massif fort comparable au Forez par son altitude, sa masse, son orientation, sa nature pétrographique. La position plus méridionale de ce massif à 44° 40' de latitude permet d'observer quelques nuances dans la position altitudinale des limites d'étage.

Fort limité en extension, **un étage glaciaire** est caractérisé, immédiatement sous les sommets, par la présence de cirques dont les planchers s'étagent vers 1400 mètres. Sur le versant occidental, des formes ébauchées se rencontrent jusqu'à 1350 mètres. Les unes et les autres n'apparaissent que sous les sommets dépassant 1420 mètres d'altitude, valeur à comparer de celle, voisine, du Forez. L'extension de la glace sur le plateau du Roi évoquée par Y.VEYRET (1981) entre 1375 et 1415 mètres d'altitude concorde avec ces observations.

Les formes nivales les plus élevées apparaissent en-dessous de 1400 mètres d'altitude. Elles s'échelonnent entre 1150 mètres pour les plus basses, et 1380 pour les plus élevées. Cette altitude correspond à une importante couverture de neige mais qui garde un caractère saisonnier. A ces phénomènes nivaux sont associés des arènes remaniées, quelques glaciers rocheux, (B.VALADAS et Y.VEYRET,1974) qui sont caractéristiques de l'étage glacio-nival tel qu'il a été défini.

En-dessous de 1150 mètres d'altitude, les phénomènes nivaux sont plus discrets: tors, arènes remaniées en revêtements généralisés, vallons de gélivation sont abondants. Cette association caractérise l'**étage périglaciaire supérieur.**

La limite inférieure de ces recouvrements généralisés se place vers 1050 mètres. En-dessous, ils restent localisés dans les fonds de vallons ou quelques secteurs, -par exemple autour de Saint Alban-sur Limagnole- par suite, peut-être, de phénomènes d'érosion anthropiques postérieurs (B.VALADAS,1984). Dans tous les cas, la limite de 1050 mètres semble être une limite majeure pour la compréhension des modelés.

Ainsi défini, l'étagement de la Margeride suit d'assez près celui du Forez. Les quatre étages sont présents, leur amplitude altitudinale est du même ordre; seul un décalage vers le haut des limites peut être remarqué. L'extension de l'étage glaciaire se trouve donc réduite, compte-tenu de l'altitude moindre des points culminants (1552 mètres seulement). Les étages périglaciaire supérieur et glacio-nival occupent l'essentiel de la montagne.

3.2. LE HARZ

Ce massif a fait l'objet d'une cartographie détaillée des phénomènes périglaciaires par J.HOVERMANN (1953) dans le secteur du Nord-Est du Herzberg. Les massifs d'Auf den Acker et de Sonnenberg sont compris dans le secteur étudié.

L'ensemble est constitué d'un massif granitique d'où emergent des crêtes quartzitiques orientées Sud-Ouest Nord-Est, qui dominent le paysage par leur rigidité et leur continuité. L'ensemble s'abaisse au Sud-Ouest où la dissection par un réseau de vallées de plus en plus larges est le trait dominant de la topographie. De cette orientation du drainage résulte la possibilité d'une expression marquée des oppositions adret-ubac.

Un étage périglaciaire inférieur apparaît nettement à l'entrée de la montagne, le long de la Sieber, de la Söse et de la Steina où les revêtements à blocs présentent une dissymétrie de versants. En adret,on observe l'association classique d'un versant de roche en place à chicots et vallons de gélivation (= Hangdelle). Sur le versant en Ubac, les couvertures sont continues. Dans cet étage, les dépôts restent minces, décimétriques, n'atteignant qu'exceptionnellement 60 cm.

Très vite, vers 550 mètres d'altitude, les couvertures à blocs se généralisent sur les deux versants des vallées. Le fait est bien visible au-dessus de St Andreasberg à l'amont de la Sieber. Jusqu'à 700 mètres, se répète l'association monotone des couvertures généralisées d'arènes remaniées à blocs (= Wanderschuttdecken) et des vallons de gélivation sur les versants et

Blockschuttdecken sur les sommets. Dans cet étage, les revêtements ont une puissance supérieure et les arènes fauchées apparaissent.(1) Cet **étage périglaciaire supérieur** serait déjà le domaine du pergélisol pour HOVERMANN, dans la mesure où cette auteur fait de l'arène fauchée, le signe de la présence d'un permagel. Le mollisol serait épais de 70 cm environ.

Au delà de 700 mètres, de nouvelles associations se font jour: les terrasses de cryoplanation se trouvent en abondance, les langues de blocs (= Blockzungen mit feinem Material) qui pourraient rappeler certaines coulées boueuses, les guirlandes de gélifluxion (= Blockwülste auf Wanderschuttdecken) en recouvrement des arènes remaniées. Des cirques de névé sont également associés à ces formes. L'étage comprend également des langues glaciaires: il n'y a pas à cette altitude de glaciation généralisée du massif.(2) Toutes ces formes sont caractéristiques de l'**étage glacio-nival** tel qu'il a été défini. Il faut noter queles fentes de gel (=Frostspalte) et les fentes de glace (=Eiskeil) sont cartographiées par HOVERMANN dans cet étage au Nord du Grosssonnenberg.

Selon POSER et HOVERMANN (1981) la ligne des neiges permanentes devait se trouver au-dessus de 700 mètres, mais les effets de chasse-neige faisaient que certains versants devaient se trouver déneigés au-dessus de cette altitude.(3)

La répartition des phénomènes périglaciaires rappelle ce qui a été observé ailleurs. Les formes, les associations de formes sont semblables même si les nuances pétrographiques introduisent quelques différences, particulièrement le développement des Blockmeere de quartzite. La suralimentation nivale se manifeste également à partir d'une certaine altitude, conduisant comme sur le versant occidental du Forez au développement d'une zone périglaciaire au-dessus de la ligne climatique des neiges permanentes. L'amplitude générale des étages est réduite, l'abaissement général est le fait dominant, opposant ce massif aux plus méridionaux (Fig.15.4)

---

(1) "die etwa 70 cm mächtige Schuttdecke grenzt nicht um mittelbar und das unterliegende unbewegte Gestein am sondern geht mit einer 100-120 mächtigen Schleppungzone"

(2) "Beweise für eine Vergletscherung haben sich in diesem Gebiet trotzdem z.T. beträchtlichen Höhenlage bisher nicht gefunden."

(3)"man wird annehmen dürfen, dass infolge der starken Exposition gegen Wind und Abtragung der Hange, der Schnee sich nicht ganzjahrig (...) halten konnte".

3.3. LA FORET NOIRE.

Le secteur particulièrement étudié se situe au centre-nord du massif dans la région de Freudenstadt. Une cartographie a été levée par F.FEZER (1953).

Le secteur comprend à la fois les croupes granitiques et gneissiques sur le versant de Bade et les hauts plateaux de grès du Bundsandstein selon la disposition symétrique du massif vosgien. Tout le secteur se situe à plus de 400 mètres d'altitude, le point culminant atteint 1200 mètres.

Les parties basses présentent des versants à couverture à blocs mais surtout de nombreux vallons de gélivation dissymétriques. Les revêtements d'arènes à blocs se généralisent au-dessus de 500 mètres, signalant l'entrée dans **l'étage périglaciaire supérieur.** Seules, des nuances d'épaisseur ou de la taille des blocs apparaissent suivant l'exposition avec toujours un avantage au versant de l'Ouest: on peut se demander s'il ne s'agit pas là d'un effet de la nivation plus abondante à l'Est. Associés à ces revêtements, les vallons de gélivation sont omni-présents. Il s'agit de vallons en berceaux (=Delle ou Muldtälchen) classiques, ou de vallons dissymétriques mais également répartis dans toutes les expositions.

Les phénomènes de nivation, les terrasses de gélifluxion, les Blockmeere n'apparaissent pas en-dessous de 700 mètres et se développent surtout vers 800 mètres, où peut être fixée la base de l'**étage glacio-nival.** L'orientation dominante des formes de nivation est à l'Est et il est à remarquer que leur altitude semble décroître de l'Ouest à l'Est. Vers la ligne de crête, elles se situent à 900-920 mètres, associées aux principaux cirques glaciaires, alors qu'elles s'abaissent vers 700 mètres dans la vallée de la Forbach et encore plus bas autour de Freudenstadt. Sur ce point aussi, la situation n'est pas sans rappeler celle du Forez.

Les cirques de névé, parfois avec des moraines de névé sont abondants, en contrebas de la route des crêtes notamment. La généralisation de la dissymétrie nivale des vallons est également caractéristique de cet étage.

Les associations de formes sont claires dans ce massif. L'étagement est marqué de manière vigoureuse. La dissymétrie des vallons est systématique. Les limites des étages révèlent un décalage vers le bas par rapport au Massif Central. Les résultats concordent avec ceux qui sont proposés dans les Vosges par J.TRICART.

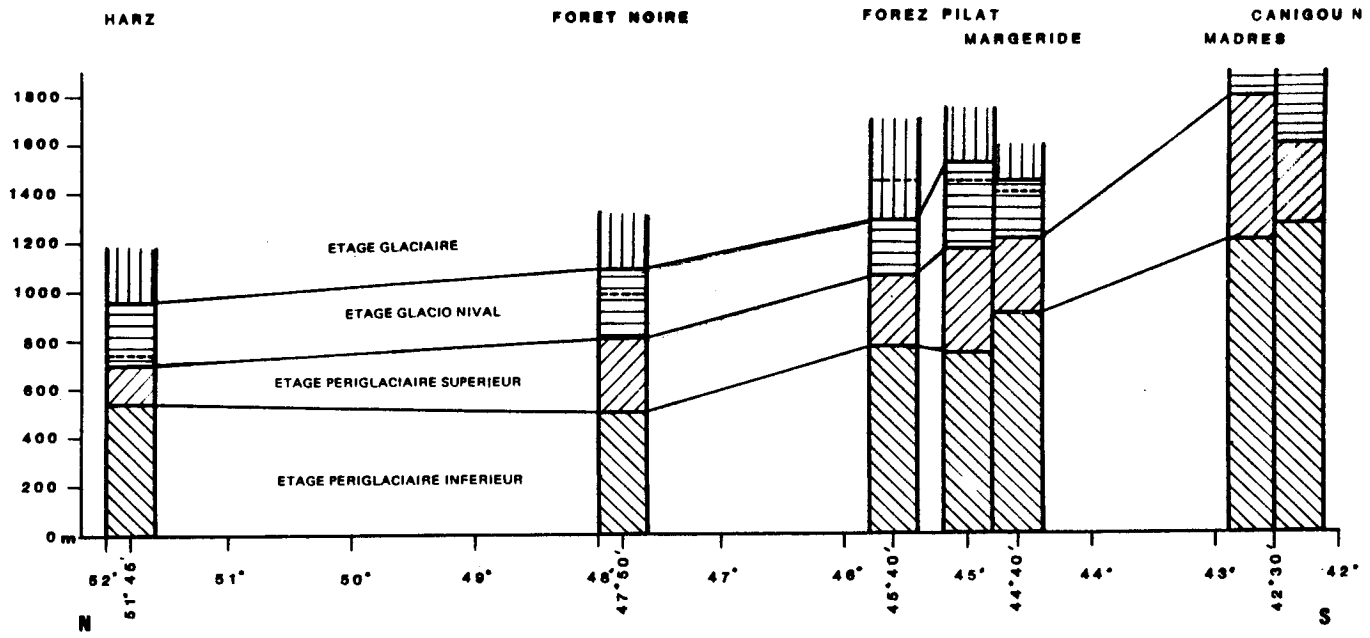


Fig. 15.4. MODELE D'ETAGEMENT EN EUROPE OCCIDENTALE

3.4. LE MASSIF DU MADRES.

A l'Est du Capcir et au Nord du Conflent, le Madrès présente une altitude suffisante (2469 m) pour que les phénomènes périglaciaires soient bien exprimés. Sa position charnière entre le monde méditerranéen et atlantique permet aux oppositions de versant d'être particulièrement vigoureuses.

Ce massif correspond à la moitié méridionale du batholite granitique de Querigut dont la pétrographie et la structure sont bien connues depuis les travaux de LETERRIER (1972) et MARRE (1973). Il s'agit d'un ensemble de granites, granodiorites et gabbro-diorites, ces dernières occupant le haut de l'échelle de résistance. La reconnaissance des formes et formations périglaciaires a été menée par J.J. LAGASQUIE (1982) bien que les préoccupations principales de l'auteur n'aient pas porté sur ce thème.

Au-dessus de la bergerie du Madrès, une zone appartenant à l'**étage glaciaire** se développe avec des cirques et localement un petit ice cap entre 2015 et 2250 mètres. La ligne des neiges permanentes d'après le planchers des cirques doit avoisiner 1880-1900 mètres sur le flanc nord.

Un domaine à versants d'arènes à blocs remaniées en recouvrement généralisé s'étend largement sur le flanc nord, comme sur le flanc sud. Les versants régularisés apparaissent sur les coupes de la route forestière de l'alvéole de Roquefort de Sault à la bergerie. Dans les vallées glaciaires de la Casteillane

et de l'Aiguette, les moraines qui tapissent le fond succèdent à des versants d'arènes à blocs bien visibles sur les coupes de la D. 84 menant au col de Jau. Un **étage périglaciaire supérieur** est bien développé entre 1200 mètres et la ligne des neiges permanentes.

Sur le versant méridional, le schéma est identique mais nettement décalé: dans les vallées du Coumé de Ponteils et de Cabrils, les arènes remaniées n'atteignent pas le village de Sansa (1414 mètres) et ne se généralisent pas en-dessous du Pla de l'Orry à 1608 mètres. Certes, on pourrait objecter que le système de pentes n'a pas permis, sur ce versant, la conservation des dépôts, mais les pentes ne sont pas plus raides à l'aval qu'à l'amont de Sansa où elles sont conservées et cette limite est proche de celle qui est observée sur les autres vallées du Conflent. Sur le versant nord du Canigou, les racines de revêtements à blocs fauchés dans les micaschistes existent à partir de 1320 mètres et deviennent la règle au-dessus de l'Escala de l'Ours à 1500 mètres en prenant localement le faciès lavé de coulées de blocs dans les talwegs, selon un schéma rappelant le Pilat micaschisteux.

Les décalages d'altitude constatés au niveau des formations périglaciaires, 1200 mètres au Nord du Madrès, 1415 m au Sud du Madrès, 1320 m au Nord du Canigou sont parallèles aux décalages constatés au niveau des formes glaciaires tant pour les cirques, respectivement 1880;2150 et 2400 mètres, que des moraines 1200;1600 et 1900 mètres.

Rares sont les secteurs où la différenciation d'un étage périglaciaire supérieur d'un étage inférieur est possible. La transition est extrêmement brutale entre un paysage raviné, à chicots et tors et versants dénudés, et les versants d'arènes à blocs. Déjà observée à propos des secteurs vivarois les plus méridionaux, cette rupture se manifeste ici beaucoup plus brutalement et semble devoir être mise en rapport avec l'érosion et le ravinement méditerranéens.

3.5. CONCLUSION:LIMITE DES ETAGES ET PALEOCLIMATS

3.5.1. Etagement et zonation.

La comparaison des observations sur les limites d'étage ne peut revêtir un caractère définitif: tout au plus, ces observations peuvent elles mettre en lumière quelques directions de recherche qu'il conviendrait de confirmer et

nuancer par l'étude détaillée des diverses montagnes d'Europe Occidentale.

L'altitude des limites d'étage montre, comme il était prévisible, une élévation graduelle vers le Sud. Cette élévation ne s'effectue pas selon une pente régulière. Ainsi que le montre le diagrammme récapitulatif, (Fig.15.4) la ligne joignant les bases des étages s'élève brusquement à la latitude du Massif Central.

L'étage glaciaire s'élève de 100 à 130 mètres entre le Harz et la Forêt Noire, pour 4° de latitude; entre la Forêt Noire et le Forez, l'élévation est de 200 mètres pour 2° de latitude; le décalage est aussi important entre la Margeride et le Forez pour une distance bien plus réduite; en poursuivant vers le Sud, l'élévation est encore plus rapide car 450 mètres de décalage séparent la Margeride du versant nord du Madrès. Il ne semble cependant pas que cette tendance se poursuive plus loin vers le Sud: les valeurs données pour la péninsule ibérique ne sont pas très différentes de celles données pour les Pyrénées: elles oscillent entre 1800 et 2000 m environ pour la ligne des neiges permanentes, seule donnée qui fasse l'objet d'études précises dans la Sierra dâ Estrêla selon S.DAVEAU (1971) et la Serra dâ Peneda selon G.COUDE (1981).

On pourrait, certes, objecter à cette présentation des faits que la continentalité des massifs est à prendre en considération: il faut toutefois remarquer que -les massifs ibériques qui ne sont cités ici qu'à titre d'illustration- mis à part toutes ces montagnes sont situées à une distance égale de l'océan; certes les massifs auvergnats peuvent faire écran aux influences océaniques dans le cas du Forez, ce qui n'est pas vrai dans le cas des autres massifs à l'exception de la Forêt Noire, en position semblable vis-à-vis des Vosges. Mais cet effet d'abri éventuel est très variable suivant le type de circulation atmosphérique qui affecte le massif.

L'amplitude altitudinale des étages s'accroît également vers le Sud. Cette affirmation n'est pas tout-à-fait vraie pour l'étage glacio-nival qui, par sa définition même, est d'une amplitude constante et réduite à 200 mètres environ, s'applique à tous les autres étages de manière significative.

Ce fait peut s'interpréter comme le résultat d'une sécheresse croissante vers le Sud: dans l'hypothèse où l'étage glacio-nival résulterait de l'envahissement de la partie supérieure de l'étage périglaciaire par des phénomènes de nivation, on constate que la presque totalité de cet étage est envahi dans le Harz, une partie plus réduite dans le Massif Central et plus encore dans le Madrès. L'absence de formations dénotant l'existence d'un enneigement important, arènes de ruissellement, est un argument en faveur d'une sécheresse relative des massifs les plus méridionaux.

Cette variation de l'étagement peut être fructueusement comparée aux

données actuelles. S'il ne peut être question d'évoquer un étagement périglaciaire actuel -les massifs n'ont pas l'altitude requise- il peut être intéressant de comparer la limite des étages végétaux actuels, notamment celle de l'étage montagnard jalonnée par le développement de la Hêtraie-Sapinaie.

Dans le Harz et la Forêt Noire, l'étage montagnard à Hêtre-Sapin atteint la base du massif, à une altitude inférieure à 500 mètres. Dans le Massif Central, la limite s'élève sensiblement: les cartes de la végétation la fixent vers 700 m dans le Nord du Forez, 800 mètres dans l'Est et le Sud. Sur le versant nord du Madrès, il apparaît nettement plus haut dans l'alvéole de Roquefort de Sault, vers 1080 mètres environ. Elle est plus basse que sur le versant méridional de ce massif et le flanc nord du Canigou où elle est à 1200 mètres environ.

L'élévation altitudinale des étages apparaît **moins rapide aujourd'hui.** Si elle est du même ordre entre le Massif Central et le Harz, elle est bien inférieure entre le Massif Central et les Pyrénées.

Ces remarques seraient de plus grande valeur si l'étagement actuel était strictement en rapport avec les conditions climatiques actuelles. La coïncidence entre l'extension des versants d'arènes remaniées en recouvrement généralisé et l'étage montagnard à Hêtre-Sapin est trop constant dans le Massif Central pour n'être que le fruit du hasard. Cette coïncidence peut s'expliquer par l'existence de sols plus épais, plus humides, plus froids donc, sur les recouvrements d'arènes remaniées que sur les versants de roche en place: elle est donc partiellement un héritage. Cette constatation faite dans le massif du Pilat (B.ETLICHER,1979) s'applique au Forez comme aux massifs du Vivarais. Des faits analogues ont été observés dans le massif du Madrès.

Ces conclusions rejoignent celles qui ont été avancées par J.BUDEL (1951). Le diagramme présenté par cet auteur donne une idée de la zonation climatique pendant la dernière crise froide: l'écrasement des latitudes tempérées y apparaît bien. (Fig.15.5) La végétation méditerranéenne s'étend jusqu'à 35° de latitude alors que la toundra règne entre 45 et 51°. A peine 10°, dans la méditerranée pour l'essentiel, séparent ces eux mondes.

3.5.2. Limites d'étages et reconstitutions paléoclimatiques.

Les observations qui viennent d'être faites doivent être confrontées aux reconstitutions paléoclimatiques des dernières crises glaciaires. L'objectif n'est pas de remttre en cause les observations de terrain, mais de mettre en lumière dans quelle mesure ces observations s'insèrent ou ne s'insèrent pas dans l'un des modèles usuellement présentés.

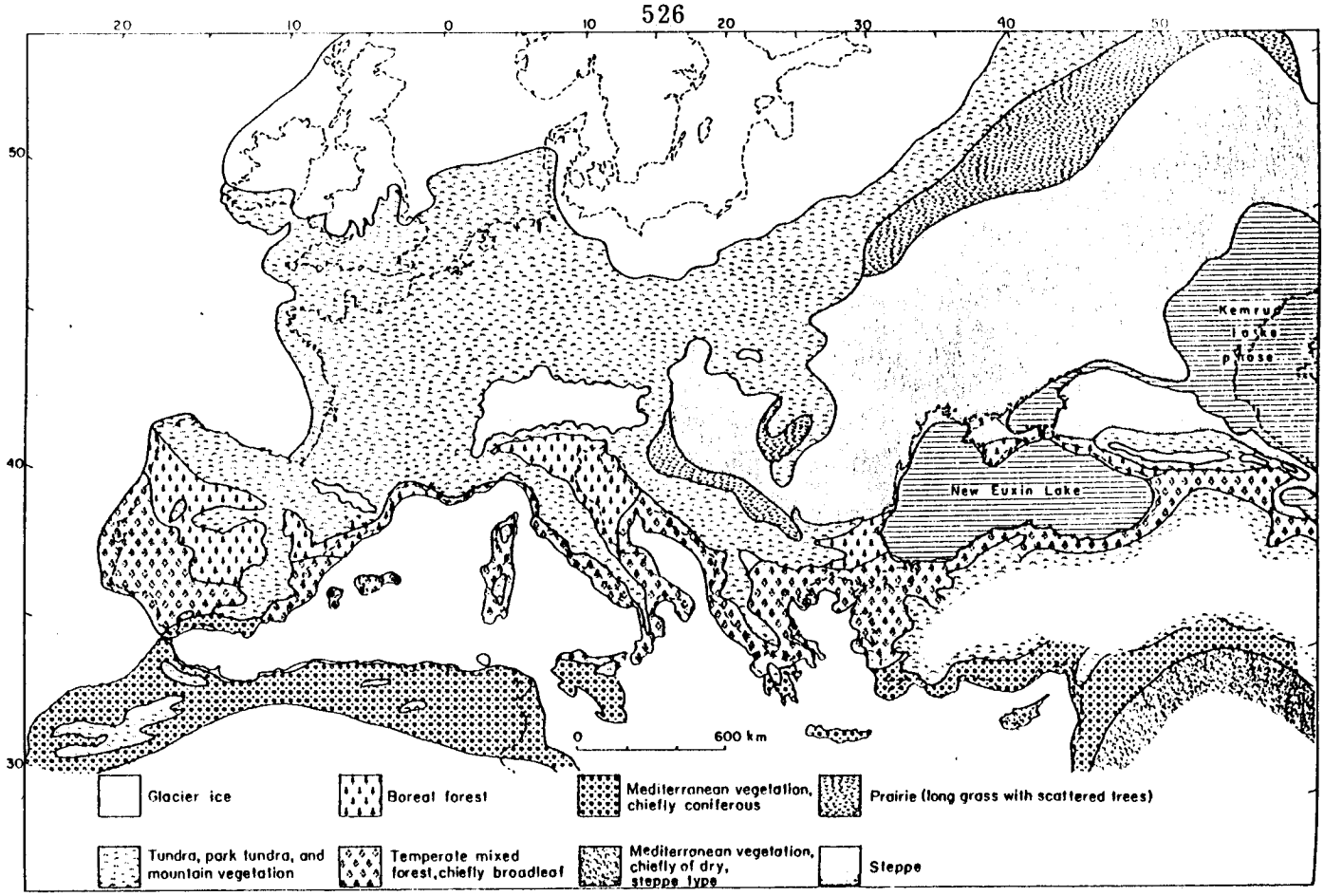


Fig. 15.5. ZONATION DE LA VEGETATION EN EUROPE OCCIDENTALE AU WURM (D'APRES J. BUDEL, 1951)

La difficulté vient de l'aspect morcelé et contradictoire des diverses reconstitutions.

Ces dernières sont de deux ordres:

- des reconstitutions locales effectuées à partir d'observations de terrain: elles ont un caractère ponctuel, régional au plus; elles sont parfois peu cohérentes d'une région à l'autre.

- des reconstitutions globales, planétaires ou intéressant au moins un hémisphère; selon le cas, elles s'appuient sur des observations de terrain à l'échelle mondiale ou sur des modélisations de bilans d'énergie simulés sur ordinateurs.

Les premières sont très nombreuses et n'ont qu'un intérêt limité à la région étudiée. Seules seront évoquées les tentatives de M.POIZAT et C.ROUSSET (1975) intéressant le Massif Central et celle plus vaste mais plus ancienne de H.POSER (1950).

A la suite de ses travaux sur l'Aubrac, C.ROUSSET propose ce qui n'est pas à proprement parler un modèle mais des indications sur la position possible des masses d'air pendant le développement des calottes glaciaires pour rendre compte de la diminution des surfaces englacées vers l'Est du Massif Central. Il invoque l'existence d'un anticyclone continental centré sur les Alpes pour expliquer la sécheresse sur la bordure orientale du Massif Central. On sait la

vigueur de la réplique d'Y.VEYRET (1981) à ces propositions: dans le cadre de son travail sur l'englacement, à partir d'observations de terrain assez convergentes, elle insiste sur la force des vents d'Ouest dans la suralimentation.

Sans entrer dans une polémique désormais close, il faut remarquer que les protagonistes ont manié des arguments excessifs en mêlant des phénomènes d'échelle différente. S'il est vrai comme l'a souligné Y.VEYRET (1981) dans sa réponse, que le croquis de C.ROUSSET fait apparaître des vents se dirigeant vers un anticyclone, que la taille des glaciers est sans aucun rapport avec celle d'un anticyclone thermique, il est tout aussi vrai que la persistance d'air froid à l'Est du Massif Central et dans la vallée du Rhône peut stabiliser les masses d'air humides venues de l'océan et diminuer les précipitations.

Il ne faut pas confondre une circulation générale, guidée par des phénomènes d'ampleur continentale voire planétaire et une situation locale où, en raison du relief, (de multiples couloirs et bassins d'axe méridien) de la présence de glace sur le piémont alpin, l'air froid stagne et rejette en altitude l'air plus humide et plus doux de l'océan, en développant une inversion thermique créatrice de nébulosité mais bloquant les précipitations. Un tel phénomène est favorisé par l'existence de barrières montagneuses successives. (Cantal-Mont Dore, Livradois-Forez, Cévennes-Vivarais).

Les reconstitutions de H.POSER (1950) placent une cellule anticyclonale sur la Baltique, centrée sur l'inlandsis fenno-scandinave. Une seconde cellule est centrée sur les Alpes et le Jura. Une cellule dépressionnaire s'étend au large de l'Irlande et une autre en Méditerranée. Le front polaire s'étend de la Corse à l'Adriatique et à l'Ukraine.

Cette construction repose sur l'observation de l'orientation des dunes qui indiquent un vent d'Ouest sur tout le Nord de l'Europe. Valable lors du Tardiglaciaire, au moment du fonctionnement des dunes, elle n'implique pas, à priori, que la situation est identique lors du maximum glaciaire. D'autre part, les observations sur les dunes landaises s'accordent mal avec ce schéma qui repose de manière trop exclusive sur les études aux Pays Bas et en Allemagne.

Le Massif Central se trouverait sur le passage d'une dorsale Ouest-Est. Cette dernière s'oppose au passage des vents d'Ouest et devrait diriger des vents d'Est avec une frontogénèse active surtout sur la bordure méridionale du Massif Central au contact des masses d'air de la Méditerranée, donc à des précipitations cévenoles considérables. Une telle disposition ne semble pas conforme aux observations de terrain tant dans le secteur vivarois que dans les Cévennes (Y.VEYRET,1981).

L'existence d'une dorsale aussi étroite (moins de 500 km) ne peut être que relativement instable et ne peut avoir la constance du centre d'action capable d'induire des modifications climatiques d'échelle millénaire.

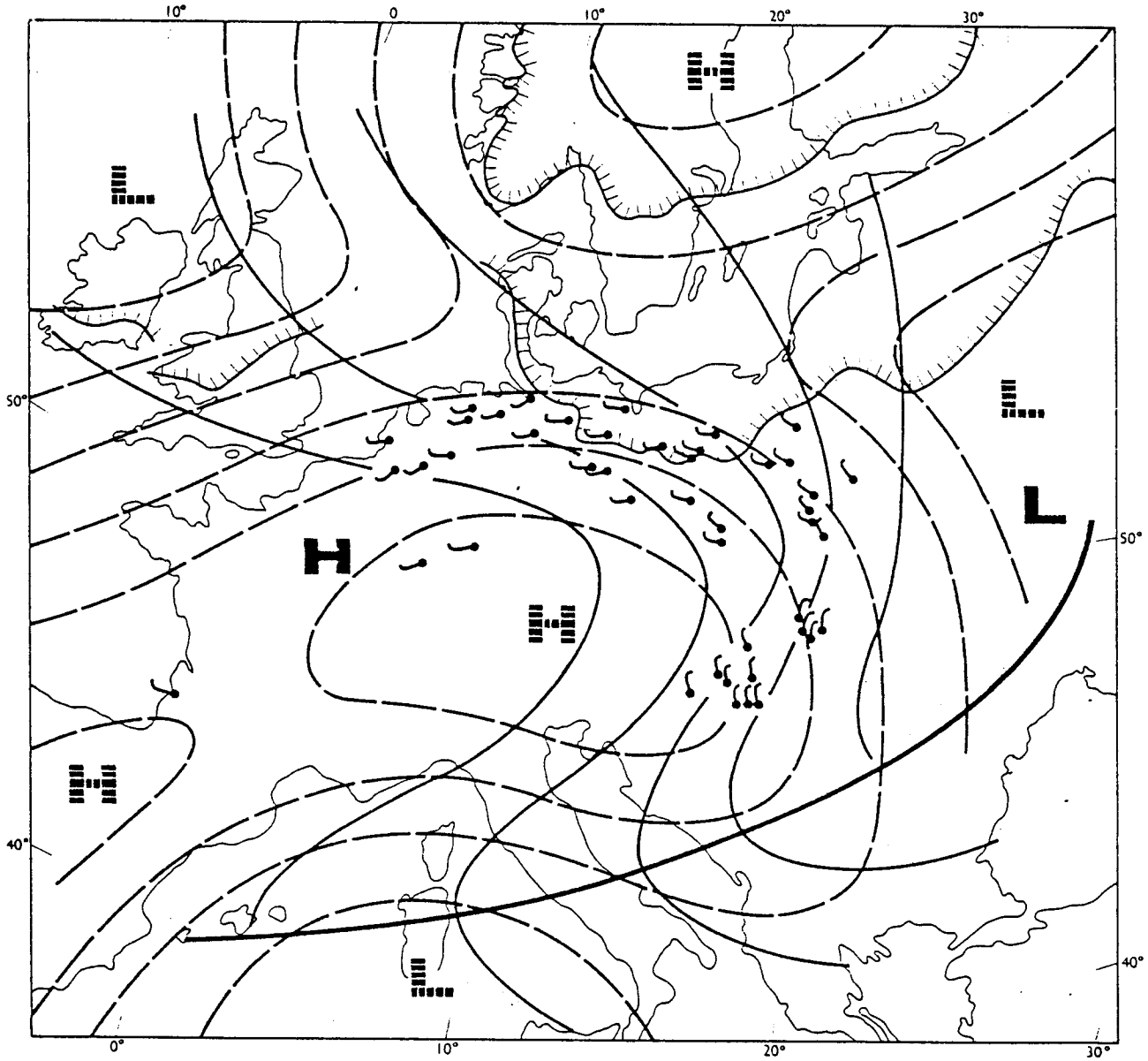


Fig. 15.6. CENTRES D'ACTION ET REGIME DES VENTS AU TARDIGLACIAIRE (D'APRES H. POSER, 1951)

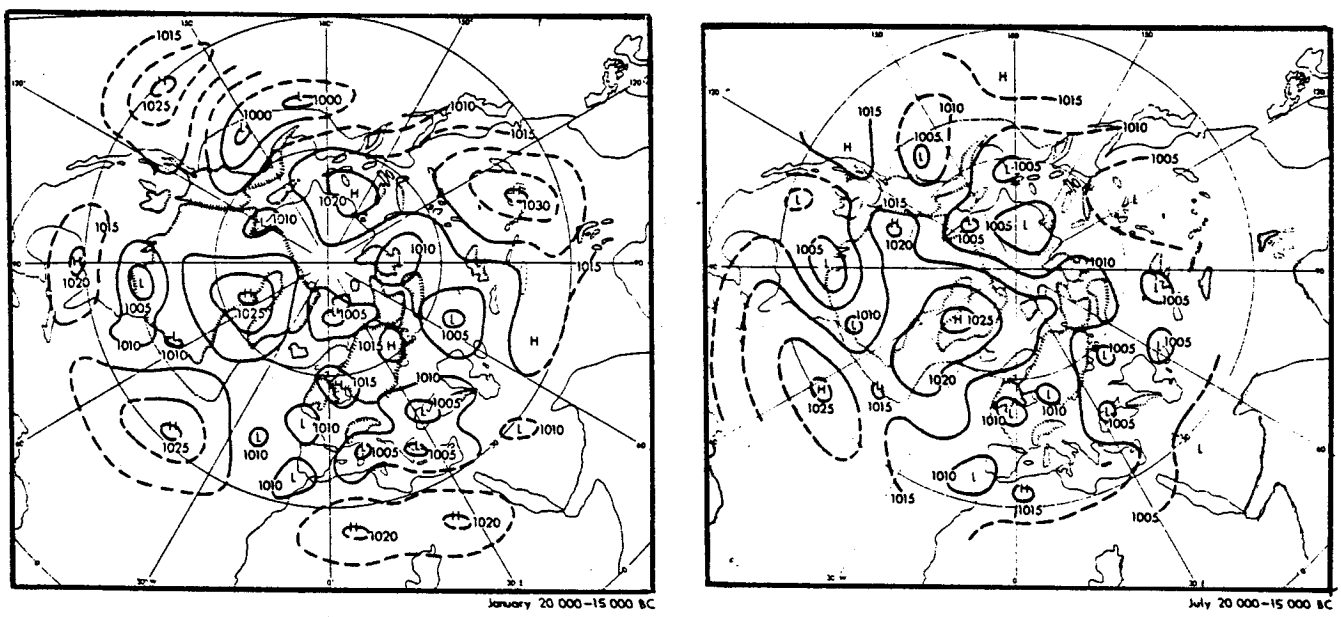


Fig. 15.7. CHAMPS DE PRESSIONS ET VENTS DE SURFACE SELON LAMB ET WOODROFFE, 1970

Parmi les secondes, les plus anciennes n'ont plus qu'un intérêt historique comme celles de SIMPSON (1934), de WILLET (1950) et de BUDEL (1951). Une synthèse en est donnée par WASHBURN (1982). Elles conduisent toutes à envisager une circulation d'Ouest plus ou moins rapide sur l'Europe Occidentale. Plus récentes sont les reconstructions utilisant les modèles de la dynamique atmosphérique. Les principales sont celles du programme NCAR proposées par WILLIAM,BARRY et WASHINGTON (1974), du programme CLIMAP par MAC INTYRE (1974) et celles de LAMB et WOODROFFE (1970) et recalculées à partir des données CLIMAP en 1974. Toutes ces simulations utilisent des données thermiques tirés des sondages océaniques et de l'extension des glaces.

La simulation de WILLIAM,BERRY et WASHINGTON (1974) envisage un dédoublement des courants jet vers 30°N et 60°N. La circulation serait d'Ouest au Nord d'une cellule anticyclonique centrée sur l'Afrique du Nord. En Juillet, la circulation zonale serait ralentie ou même bloquée par une dorsale sur le proche Atlantique dirigeant un flux de Nord-Ouest sur l'Europe Occidentale. Les conclusions de ce modèle sur la nébulosité font apparaître peu de changements en hiver par rapport à l'Actuel mais une forte augmentation de la nébulosité d'été qui passe de 5 à 7,5 octas.

La dernière reconstruction de LAMB incluant les données CLIMAP (LAMB,1977) n'est pas fondamentalement différente de la précédente. On peut notamment observer pendant l'été une dorsale Atlantique de l'Islande aux Açores dirigeant un flux de Nord-Ouest sur l'Europe Occidentale. Les températures océaniques estimées par CLIMAP montrent un refroidissement considérable des eaux du proche Atlantique, d'environ 10°. La cause en est un décalage du courant chaud nord-atlantique vers le Maroc en liaison avec la position plus méridionale du front polaire. L'activité cyclonale d'été se situe des Açores à la Méditerranée.(Fig.15.7)

De l'ensemble de ces données, une série de faits convergents apparaît: la position méridionale du front polaire, la persistance d'un flux de Nord sur l'Europe Occidentale. S'il y a divergence en hiver, sur l'importance et la constance des circulations perturbées d'Ouest entre les modèles, **il y a convergence pour évoquer la présence d'un flux de Nord et Nord-Ouest le long d'une dorsale atlantique en été, dirigeant de l'air froid et humide sur l'Europe et activant la cyclogénèse en Méditerranée.**

Cette situation engendre une réduction dramatique des précipitations au Nord du vingtième parallèle de l'ordre de 50 à 75 % en été (4) avec une augmentatio spectaculaire de la nébulosité. La réalité de cette circulation pourrait être prouvée par un courant marin dirigé de l'Islande à l'Europe pendant le

---

(4) In northern hemisphere, precipitation is decreased slightly in winter; the summer season shows a dramatic reduction north of 10°N, by 50% at 20°N, 75% at north of 60°N . (LAMB,1977)

Tardiglaciaire (RUDDIMANN,1974) et soupçonné avant par la présence de blocs glaciels échoués sur les côtes et la carte des températures de l'océan d'après les carottages.

La convergence de ces conclusions avec les observations effectuées sur le terrain d'étude mérite d'être soulignée. Les déductions faites sur les températures, notamment l'abaissement plus marqué des températures estivales qu'hivernales, la sécheresse relative, l'absence de modelé lié à l'exposition au soleil en altitude, la forte dissymétrie des massifs entre leur versant au Nord-Ouest et au SudEst alliée à un relèvement rapide des étages non seulement dans le Massif Central mais sur l'ensemble de l'Europe Occidentale s'accordent assez bien avec les reconstructions paléoclimatiques.

En hiver, on peut imaginer une circulation d'un flux perturbé de Nord à Nord-Ouest apportant, à l'avant des fronts, des vents de Nord-Ouest humides responsables de l'enneigement et à l'arrière, des vents de Nord à Nord-Est plus secs et plus froids. Cette circulation est compatible avec les observations sur la position des névés et l'englacement toujours plus prononcé sur le versant nord des massifs, la forte réduction de cet englacement sur la partie méridionale du Massif Central.

En été, les circulations proposées supposent un flux de Nord à Nord-Ouest, froid, humidemais dans un champ de pression assez élevé, donc un air assez stable, avec brouillards et nuages bas. L'opposition entre versants au Nord et sous le vent au Sud où les phénomènes locaux de foehn et de Mistral se développent, se place à l'échelle du Massif Central. Alors que les massifs du Nord, Auvergne, Forez, Pilat restent brumeux et peu ensoleillés, les massifs méridionaux, Lozère, Cévennes, peuvent connaître, sur le veersant en adret, un réchauffement plus marqué élevant les limites des étages périglaciaires et glaciaires. L'élévation vigoureuse de l'étagement en Ardèche annonce à l'échelle locale dans les vallées de la Cance, du Doux de l'Aÿ l'existence de ces phénomènes de foehn. Ils n'apparaissent pas en position plus septentrionale, sur le Forez notamment, où la persistance de la nébulosité contribue à maintenir les températures estivales autour de 5 à 8° C au pied des massifs, de 0°C vers 1200 à 1400 m, ralentissant la fonte de la neige et de la glace.

Chapitre 16
L'enseignement des régions limitrophes

Dans le cadre de la définition des étagements, la dimension chronologique a été évoquée à plusieurs reprises. Attribuer à chaque crise ce qui lui revient pour comprendre la succession des phénomènes, leur action, est une oeuvre difficile qui ne peut être menée qu'à un terme très provisoire.

Les difficultés sont imputables à la nature même du terrain étudié: le milieu montagnard est peu favorable à la conservation des dépôts; l'acidité ne permet pas la conservation des faunes; les pollens eux-mêmes sont corrodés et la méthode palynologique ne peut être utilisée que pour l'histoire récente, trop récente pour le but recherché. L'exploitation des altérations est un travail délicat donnant des résultats d'interprétation ambigüe ou sujette à caution: tant pour la minéralogie des sables que pour celle des argiles, les héritages successifs compliquent les données du problème d'autant que l'action de l'hydrothermalisme ne peut être toujours clairement distinguée.

Dans ces conditions, cet essai peut être réalisé par deux voies, en tentant d'établir une stratigraphie locale et en exploitant les données tirées des régions avoisinantes. La confrontation des deux démarches devrait permettre, sinon d'avancer des certitudes, du moins de proposer des hypothèses compatibles avec le maximum de faits connus actuellement.

Dans cette quête des indices dans les régions limitrophes, il faut distinguer deux étapes:

- d'abord la quête des indices à proximité immédiate, sur les piémonts; ils sont en relation directe avec la montagne, les corrélations sont possibles mais ils ne fournissent pas de stratigraphie de référence indiscutable.

- ensuite, l'examen de la stratigraphie de trois régions proches géographiquement, qui n'ont pu connaître une évolution bien différente de celle du secteur d'étude. L'Auvergne et le Velay sont les deux premières: l'échelle des phénomènes y est de même grandeur; la région lyonnaise est la dernière: si l'échelle des phénomènes y est différente, elle mérite d'être retenue par la précision de la stratigraphie établie par P.MANDIER (1984).

1. LES CONES FOREZIENS.

Le versant occidental forézien est jalonné entre Olliergues et Ambert par une série de cônes qui témoignent de l'ampleur des phénomènes érosifs dans le massif. Ces cônes ont fait l'objet d'une étude par Y.VEYRET (1981). Séparés par des gorges des dépôts des hautes vallées, ils sont à mettre en rapport avec ces derniers.(Fig.16.1)

1.1. DESCRIPTION DES CONES .

1.1.1 L'ensemble de la Géryze.

En venant du Nord, le premier ensemble rencontré est celui de la Géryze. Plus que d'un cône il s'agit de deux dépôts distincts: le premier, signalé sur la carte d'Y.VEYRET (1981), est celui de Marélie dans le sillon forézien au pied du Puy Gros: il s'agit d'un épandage dans lequel la Géryze s'encaisse faiblement et dont l'étude est délicate faute de coupe.

Plus en aval, le second est à Narbonne: il n'a plus de forme topographique identifiable.

Des coupes le long du chemin de Narbonne à la Planche du Fond, le long du torrent montrent une formation hétérométrique, à matrice sableuseemballant des blocs métriques de toute nature pétrographique, entièrement à l'état de fantômes. La formation est perchée de +60 m au-dessus du talweg. En surface, la formation est remaniée: des cailloutis quartzeux sont épars de part et d'autre du hameau: le paléosol n' a pu être retrouvé.

Le seul enseignement de ce dépôt est l'existence d'une nappe torrentielle vaste, probablement très perchée et altéré au débouché de la Geryze sur le piémont.

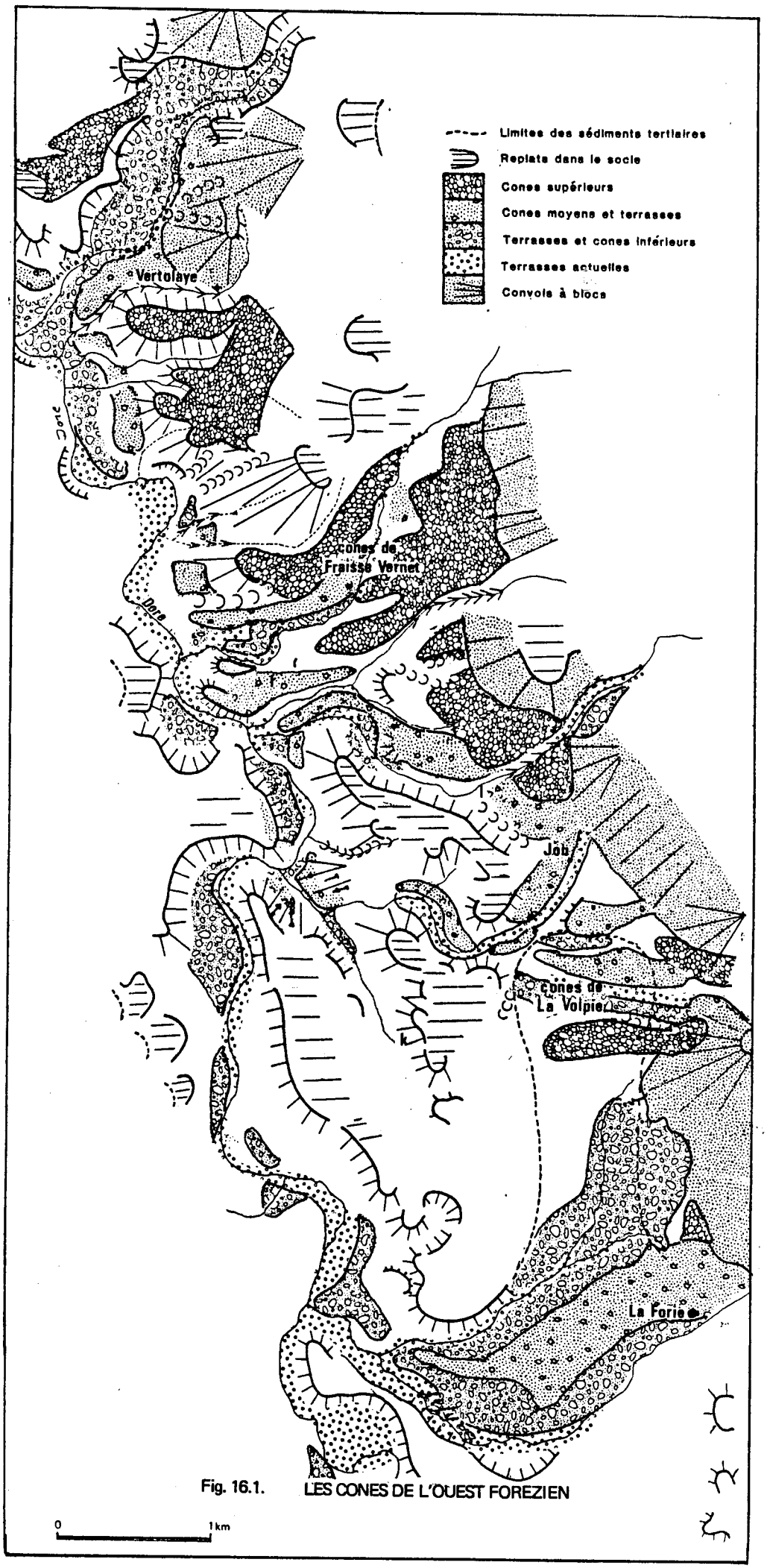


Fig. 16.1. LES CONES DE L'OUEST FOREZIEN

1.1.2. L'ensemble de Vertolaye.

A Vertolaye, les données sont plus complètes et plus précises (Fig.16.2a). Le village est construit dans la vallée affluente de la Dore. Plus qu'un cône, c'est une langue de matériel torrentiel qui est encaissée dans le socle.

Le niveau inférieur est en forte pente (4% environ). Il se dédouble localement, le torrent y a inscrit à 7/8 mètres en contrebas, un niveau emboîté d'extension locale. Ces deux niveaux sont similaires d'aspect: le matériel est sain, tant pour les blocs que pour la matrice, beaucoup de blocs sont saillants. Il n'y a pas de sol développé sur ce niveau qui se raccorde à la gare de Vertolaye à la terrasse de la Dore bien visible le long des coupes de la D.906. Le niveau emboîté se raccorde au niveau +2 m de la Dore.

Les coupes de la D.906 dans la terrasse principale permettent d'observer la fraîcheur du matériel: la matrice présente des signes d'oxydation, certains galets sont désagrégés, notamment les granites à biotite. Les aplites et microgranites présentent un cortex lessivé épais de 5 à 7 mm. L'argilification de la matrice est faible (5% de particules < 2 microns).

Au-dessus, un niveau plus étendu, **nappe moyenne,** se développe en rive gauche du Vertolaye. Perché à +18 mètres, il présente une forte pente longitudinale. Près du stade, une coupe a permis d'observer en 1979 les trois mètres supérieurs de la formation. Aucun bloc n'est visible en surface, mais la coupe révèle leur présence en profondeur. **Un paléosol de 2.5 mètres d'épaisseur** recouvre le cône. Ocre-rouge en surface, il présente un horizon inférieur réduit, gris-vert, par des phénomènes d'hydromorphie. Les revêtements illuviaux sont bien développés sur les faces supérieures des galets réduits à l'état de fantôme.

La teneur en argile dans l'horizon B atteint 25%. La granulométrie souligne la part importante des particules inférieures à 50 microns,43 %. La nature des minéraux argileux diffère: les minéraux plus évolués, kaolinite (40%), vermiculite alumineuse (25%) représentent l'essentiel alors que les micas hydratés et les chlorites dominent sur le niveau inférieur. La même évolution se lit au niveau des sables puisque les plagioclases ont disparu et les biotites se font rares (Tab.16.1).

Cette formation se raccorde à la terrasse moyenne de la Dore à +25-28 m . Contrairement à la précédente, cette dernière est fréquemment **fossilisée sous les dépôts de versant latéraux** notamment à l'amont du cimetière du village.

Un troisième niveau, **niveau supérieur,** existe, perché, à la cote 600. Il est représenté par un replat rocheux très étendu qui correspond au piémont inférieur décrit à Olmet et Olliergues. Il est recouvert par une mince nappe de galets remaniés en surface. Dans les coupes de fondations de villas, une partie de la formation en place est observable. Le paléosol est tronqué à un niveau profond: son étude n'est guère possible. La nappe altérée présente des fantômes, dans une matrice altérée, (les plagioclases et les biotites ont disparu), assez argileuse (25 %) bien que l'on soit dans la nappe hydrolysée et non le paléosol, et où les sables présentent en proportion notable (20 %) un émoussé d'origine probablement chimique.

1.1.3. Les cônes de Fraisses-Vernet

Autour de ce hameau se trouve l'échantillonnage le plus complet de cônes de l'Ouest forézien (Fig.16.2b). Trois niveaux sont distincts, les deux plus élevés

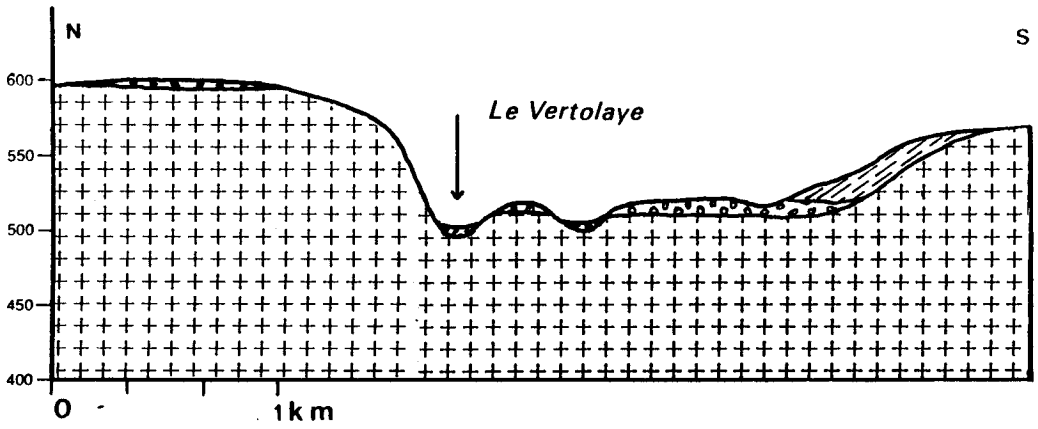


Fig. 16.2a. LE CONE DE VERTOLAYE

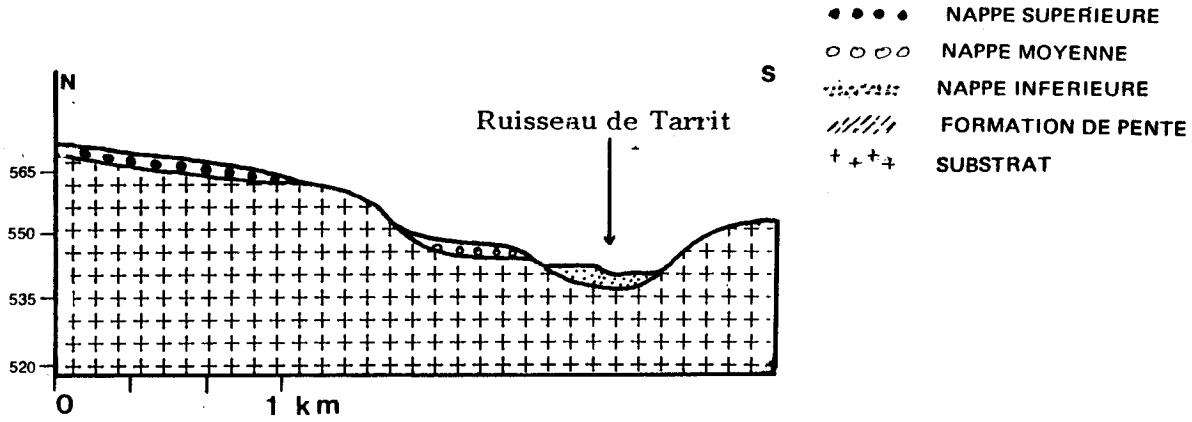


Fig. 16.2b. LE CONE DE FRAISSE–VERNET

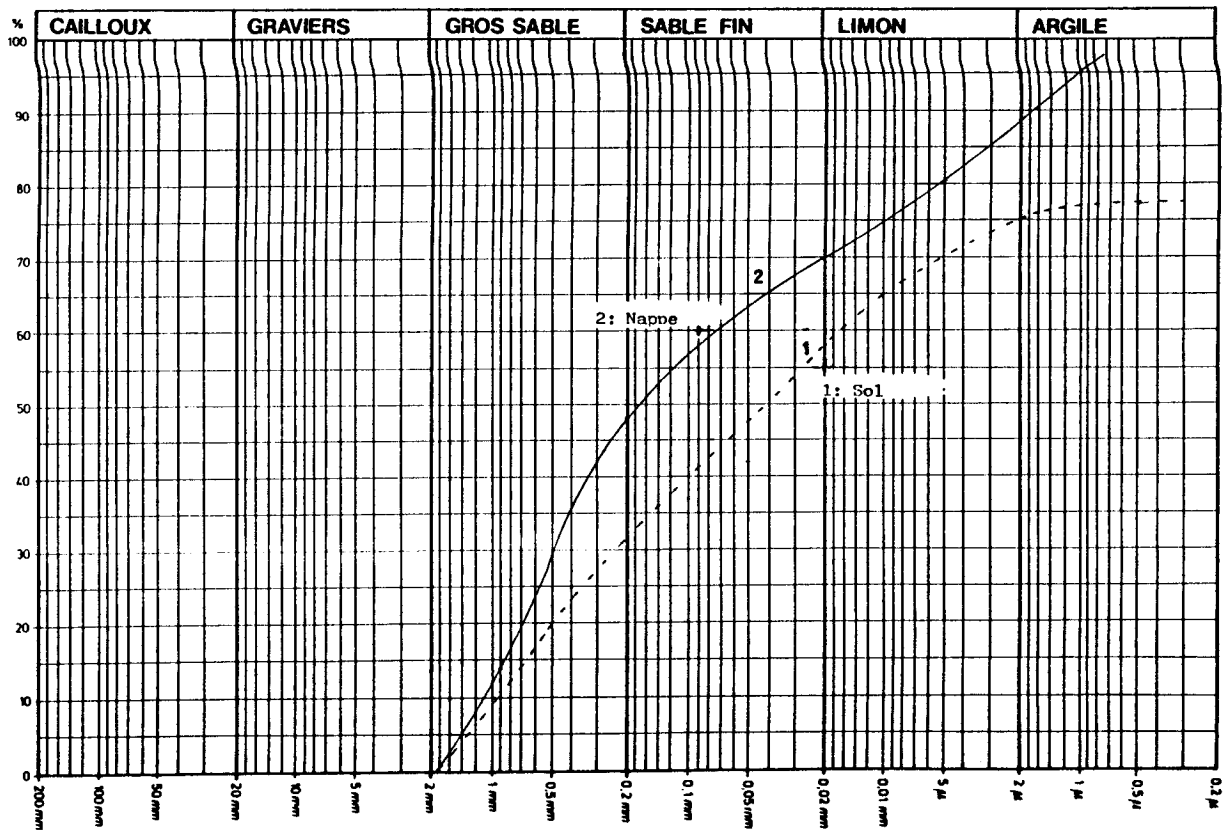


Fig. 16.3. GRANULOMETRIES DU CONE DE VERTOLAYE

	VERTOLAYE			FRAISSE - VERNET			LA VOLPIE		
	Cône supérieur	Cône Moyen	Terrasse infér.	Cône supérieur	Cône moyen	terrasse inf.	Cône supérieur	Cône moyen	cône inférieur :
Altitude relative	+ 60 m étagé	+ 18 m	+ 8 m emboîtée	+ 40 m étagé	+ 20 m étagé	+ 10 m	+ 50 m	+ 20 m	+ 7 m
Paléosol	remanié en surface (quartz .)	2,5 r. Rouge; Hydromorphie à la base	0,8 m . Brun -rouge Argilification faible	érodé	raviné 1m Rouge Hydromorphie à la base	non	Rouge, remanié Hydromorphie à la base	1 ou 2	non
Granulométrie :									
limons 20 µ	30 %	43 %	7 -8 %	25 %	55 %	48%	24%	34 %	40 %
Argiles 2 µ	18 %	25 %	1- 2 %	15 %	40 %	30%	14 %	16 %	26 %
Minéralogie des Argiles	Kaolinite 45 % Illite 20 % Vermic. 25 %	Kaolinite 40 % Illite 15% Vermicul. 45 %	Chlorites Intergr. c- v	Gibbsite 15 % Kaolinite 35% Illite +	Kaolinite 55 % Illite 20% Ver. al. 25 %	Vermiculite Illite Chlorite	non analysées		
Minéralogie des sables .	Quartz Orthoses pas de biotites pas de plagio.	quartz Orthoses pas de biotites pas de plagio.	quartz orthoses biotites qqs plagio.	quartz orthoses pas de biotites pas de plagio	quartz 80 % orthoses pas de biotites pas de plagio.	quartz felds. biotites chlor.	quartz + orthoses pas de biotites	quartz + orth. pas de plagio pas de biotites	quartz, felds. orthoses , biotites pas de plagiocl.
morphoscopie des sables	20 % usés chimi. 80 N.U.	100 % N.U.	100% N.U.	20 % usés chimio.	N.U. qqs émoussés	100 % N.U.	Nbx quartz usés	qqs quartz usés	100 % N.U.
Galets	fantômes (sf qtz)	fantômes	Sains ou pourris cohérents selon faciès	fantômes	fantômes	pourris	fantômes	Ts fantômes	pourris ou sains selon faciès.

Analyses : Granulométries : R.PETIOT ; Argiles : M.N.LE COUSTUMER .

Tab. 16.1. LES CONES DE L'OUEST FOREZIEN

présentent des coupes.

Le niveau inférieur est une langue de blocs de matériel sain, dont certains dépassent la tonne. Bien qu'il n'y ait pas de coupes, l'identification de ce niveau est aisée: il est le seul à présenter des blocs saillants et à se diviser localement en deux niveaux emboîtés à +2 et +8 mètres. Aucune altération n'affecte ces niveaux: biotites et plagioclases y sont frais.

Le niveau moyen est atteint par le chemin qui mène de Chantelauze à Vernet. A la cote 560, au mas du Pommier, le paléosol est visible, raviné toutefois par une formation de remaniement incorporant du matériel frais. Ce paléosol est épais de 3 à 4 mètres, de couleur rouge avec des trainées argileuses blanches. L'argilification atteint 40 % dans l'horizon B : la kaolinite domine, la vermiculite et l'illite suivent en importance. A la taille des sables, plagioclases et biotites ont disparu. Tous les galets sont pourris: les diorites, les granites à biotite, les granites d'Olliergues, parfois de Chalmazel sont réduits à l'état fantôme, les granites porphyroïdes des sommets sont pulvérulents; des cortex épais de 10 à 30 mm se développent sur les granites de Chanserre et d'Olliergues. Des blocs longs de 40 cm sont réduits en fantômes.

Le niveau supérieur est atteint par le même chemin à la cote 570. Le socle affleure entre les niveaux moyens supérieurs. Comme à Vertolaye, les coupes ne montrent pas le paléosol qui a été tronqué lors de la régularisation postérieure. Les caractères du dépôt sont cependant mieux observables. Le faciès est franchement fluviatile avec des lentilles sableuses lavées; les blocs sont plus petits, n'atteignent pas le mètre de grand axe et sont posés à plat; l'altération est très inégale selon la perméabilité des lits avec des oxydations en patines sur les galets. Aucun n'est sain, les granites de Chalmazel et d'Olliergues qui occupent le haut de l'échelle de résistance sont pourris ou fantômes.

L'analyse de la matrice révèle la disparition des minéraux fragiles à la taille des sables et l'apparition d'argiles évoluées de type kaolinite -dominante- et gibbsite.

Le taux faible d'argile s'explique parce que les prélèvements ont été faits dans la nappe et non au niveau du paléosol et ne peuvent être diectement comparés aux précédents. L'hydrolyse de la formation a été toutefois considérable et la morphoscopie des sables révèle la présence d'émoussés (20 %).

1.1.4. Les cônes de Job-Pailhat.

Ces cônes présentent de grandes similitudes avec les précédents. Ils se composent de deux niveaux distincts, l'un inférieur est constitué de matériel frais, l'autre est plus altéré.

L'amont du cône est à rapporter au niveau supérieur décrit à Vernet. Il s'en rapproche par sa pente vigoureuse, son altitude. Les génératrices l'isolent en s'encaissant. A l'aval, le cône domine par un versant granitique de 10 à 12 mètres le niveau inférieur. Le cône supérieur repose en discordance à la fois sur le Tertiaire du bassin d'Ambert et sur le socle (Fig.16.1). A l'amont, des entailles de type "crases" semblables à celles décrites en Forez (F.TOMAS,1971) le ravinent: elles permettent de constater l'hétérométrie du dépôt, l'alternance de lentilles sableuses et de passées en vrac.

Le niveau inférieur se dédouble en une terrasse à + 3 mètres, au matériel sain, et une terrasse à + 8 mètres où une coupe a été ouverte en 1976 au lieu-dit Pechadoire.

Sur cette terrasse, sous des colluvions limoneuses, ont été observées:
-un banc de galets remaniés à quartz abondants;
- un banc argilifié, blanc, avec des passées rouges;
- un banc sableux;
- un banc argileux rouge, compact, où les illuviations sont bien exprimées.
- les galets de la terrasse altérés, où tous les faciès sont pulvérulents ou fantômes.

Les raccords de ces niveaux avec la Dore ne sont pas visibles.

1.1.5. Le cône de la Volpie.

Ce cone fait suite à celui de Job. Les conditions d'observation sont médiocres. Trois niveaux sont identifiables.

Un niveau inférieur le long du torrent comporte du matériel frais.

Un niveau intermédiaire apparaît en rive droite, coupé par la D.66. Il est possible d'observer une partie du paléosol tronqué le long de la route, de couleur rouge, argilifié (36% de particules < 2 microns) où les biotites, les plagioclases ont disparu et où tous les galets sont à l'état fantôme. Sous le sol, la formation est peu hydrolysée: la teneur en argile varie de 5 à 10 % et la plupart des galets sont sains (granites de Chalmazel,d'Olliergues) ou pourris mais cohérents (granites à biotites). Seules les diorites sont réduites en limons.

Un niveau supérieur se développe à + 50 mètres: il fossilise le Tertiaire et les replats du granite. La couleur claire de la matrice traduit des remaniements de sédiments oligocènes. Aussi la minéralogie de la matrice est-elle peu exploitable. Toutefois, la présence de sables émoussés en proportion non négligeable (30 %),doit être notée: ils sont étrangers au Tertiaire.

1.1.6. Le cône de la Forie.

C'est le plus vaste et le plus méridional des cônes foréziens. Trois niveaux topographiques sont distincts mais l'étude du matériel est impossible faute de coupe.

Le niveau inférieur est le plus étendu: la pente est faible, 2% et l'absence de bloc métrique remarquable.

Le niveau intermédiaire se distingue difficilement du précédent: une mauvaise coupe derrière l'église permet de voir le matériel de la nappe, oxydé, où beaucoup de galets sont pourris, les granites à biotite notamment, alors que les leucogranites sont sains. Il n'y a pas d'argilification notable de la matrice en surface.

Un niveau supérieur existe sous forme de lambeaux près du hameau Puy Besson: la nappe de galets à + 18-20 mètres est altérée et recoupée par

le versant.

1.2. LA DYNAMIQUE DE MISE EN PLACE DES CONES

La signification de ces formations a été recherchée par Y.VEYRET (1981). L'auteur met en rapport ces cônes avec les crises froides.

Ils traduisent une mobilisation considérable de matériel grossier. Il est tentant de rapprocher ces dépôts des moraines de l'amont: un examen de leur répartition montre cependant que **les cônes ne sont pas localisés au débouché des vallées glaciaires, Vertolaye excepté.** Les plus grands cônes, Job, Volpie, Fraisses, se situent au débouché de torrent qui prennent naissance à 1000 mètres d'altitude seulement, séparés des sommets par le sillon forézien. Le lien avec les phénomènes glaciaires n'est donc pas évident. Il faut plutôt envisager des phénomènes périglaciaires, liés à des dégels.

Le facteur pente semble ici primordial pour la compréhension de cette dynamique. Il s'agit d'épandages torrentiels, seul système capable d'expliquer une disposition sans tri et une hétérométrie aussi grande. La dynamique de lave boueuse proposé par Y.VEYRET (1981) doit toutefois être nuancée pour les cônes supérieurs où le faciès paraît plus franchement fluviatile.

On observe surtout **une taille croissante des blocs entre le plus ancien et le plus récent,** témoignant d'une plus grande agressivité du climat ou d'une accentuation des pentes par suite de l'encaissement des torrents.

La taille des cônes suit une évolution inverse: très étendus pour le niveau supérieur en éventail, ils se réduisent à des langues pour les niveaux inférieurs, davantage assimilables à une terrasse. Seul, celui de la Forie fait exception en raison d'un environnement sédimentaire sablo-argileux qui a pu être largement déblayé.

Toutefois, l'épuisement progressif des altérites en montagne au fil des crises froides peut partiellement expliquer la réduction de volume des débris et l'augmentation de la taille des blocs par la mobilisation de zones plus profondes du front d'altération.

1.3. LA CORRELATION DES CONES AVEC LES TERRASSES DE LA DORE.

La corrélation des cônes peut être esquissée grâce à l'analyse de leurs position avec les terrasses de la Dore.

Trois niveaux de cônes ont été recensés mais ils ne sont pas tous présents

sur chacun des organismes.

* **Le niveau supérieur** est bien caractérisé par son altitude relative, son étagement laissant apparaître toujours un versant de granite avec le niveau moyen. Lors de son dépôt, le piémont n'est pas encore disséqué: c'est pourquoi, c'est le seul à mériter partout sans réserves le nom de cône. Ce dépôt est toujours très remanié en surface, le paléosol n'a pu être observé nulle part mais les caractères de la formation (présence de sables émoussés, argiles à kaolinite et gibbsite) laissent supposer une altération puissante non seulement au niveau du sol mais également par hydrolyse de la nappe.

* **Le niveau moyen** est bien caractérisé en raison de la conservation d'un paléosol tronqué. Il se raccorde avec la nappe de la Dore à + 20 mètres, notée FW sur la feuille de Thiers du BRGM et datée du Riss. L'encaissement est partout plus important avec le niveau supérieur qu'avec le niveau inférieur.

Le tableau 16.1. montre la convergence des résultats de l'analyse granulométrique et minéralogique. Le paléosol présente 25 à 35 % d'argile, souvent Kaolinite, Illite et vermiculite alumineuse. Tous les minéraux primaires les plus fragiles ont disparu. En revanche, la nappe sous le paléosol est peu hydrolysée.

* **Le niveau inférieur** est localement dédoublé en deux, dénivelés de 5 mètres environ. L'altération est nulle sur le plus bas, très faible pour le plus élevé sur lequel un paléosol mince, peu évolué existe. Suffisant pour avoir ferruginisé beaucoup de galets, fait disparaître les plagioclases, il n'a pas abouti à la formation de minéraux secondaires évolués: le stade des chlorites est rarement dépassé. Le problème de la signification de cette altération reste posé. Ce niveau se raccorde à la terrasse de la Dore notée FY et datée du Würm.

1.4. LE VERSANT ORIENTAL

Sur le versant oriental, il n'existe pas de cônes. Outre les formations de fond de vallée, il n'existe qu'un niveau perché à Chalmazel, à +15 mètres: la mauvaise qualité de l'affleurement ne permet pas d'étude précise mais l'altération semble importante.

2. CONES ET TERRASSES DU GIER

Le flanc nord du massif du Pilat est jalonné de formations alluviales offrant toutes les transitions entre les cônes torrentiels assez semblables à ceux

du Velay et les véritables systèmes de terrasses. Appartenant au bassin rhodanien, ce système peut faire l'objet d'une tentative de corrélation avec les terrasses rhodaniennes de la région de Givors et fournir un appui chronologique précieux.

2.2. LE SYSTEME DU DORLAY

Les dépôts les plus étendus se situent dans la vallée du Dorlay (Fig.16.4). Cet affluent de rive droite du Gier concentre les eaux des secteurs les plus élevés du Pilat. Les pentes y sont plus vigoureuses qu'ailleurs et l'alimentation nivale, voire peut-être glaciaire y a été la mieux assurée.

2.1.1. Les formations de l'amont.

Les premières formations alluviales observables le long du Dorlay se trouvent à Doizieu, confirmant le rôle de piège à sédiments joué par le sillon monoclinal du flanc nord du Pilat au contact des micaschistes et des gneiss.

Les restes de cône sont mal conservés au sommet de la carrière de granite sur la route du Planil, à la sortie du bourg. Perché à + 35 m, on reconnaît malgré l'exploitation un mince placage de galets altérés.

Plus en aval, le passage à travers un défilé au droit des crêts de micaschistes inférieurs a permis la conservation d'une formation plus étendue. La déviation de la route pour la construction d'un barrage a ouvert deux coupes dans une terrasse de rive droite.

La coupe est développée sur 4 mètres dans sa partie supérieure; une partie inférieure d'égale épaisseur est visible au détour du virage de la route. Elle peut être synthétisée de la manière suivante: (Fig.16.5)

- De 0 à 0.9 mètres, un sol actuel, gris particulaire de type ranker d'érosion;
- De 0.9 à 1.2 m, un sol brun s'éclaircissant vers la base, sur un matériel parental formé de plaquettes de micaschistes de 2-3 cm de long, reposant à plat parallèlement au versant. Quelques quartz s'y ajoutent.
- De 1.2 à 1.6 m , un horizon compacté gris jaune, nettement plus argileux, (26 % de particules < 2 microns). Un réseau de fentes bourrées d'argiles et de revêtements ferro-manganiques entourent les galets. Ces derniers sont des plaquettes de micaschistes inclinées vers le centre du vallon: l'apport est latéral. La morphoscopie des sables montre la présence de sables ambrés, usés, mats en faible pourcentage. La minéralogie est quartzeuse excelusivement à cette taille.
- De 1.6 à 2.2 m, un niveau très argileux très rouge avec de nombreuses concrétions manganiques. Des traces de fentes bleuâtres, remplies d'argile,

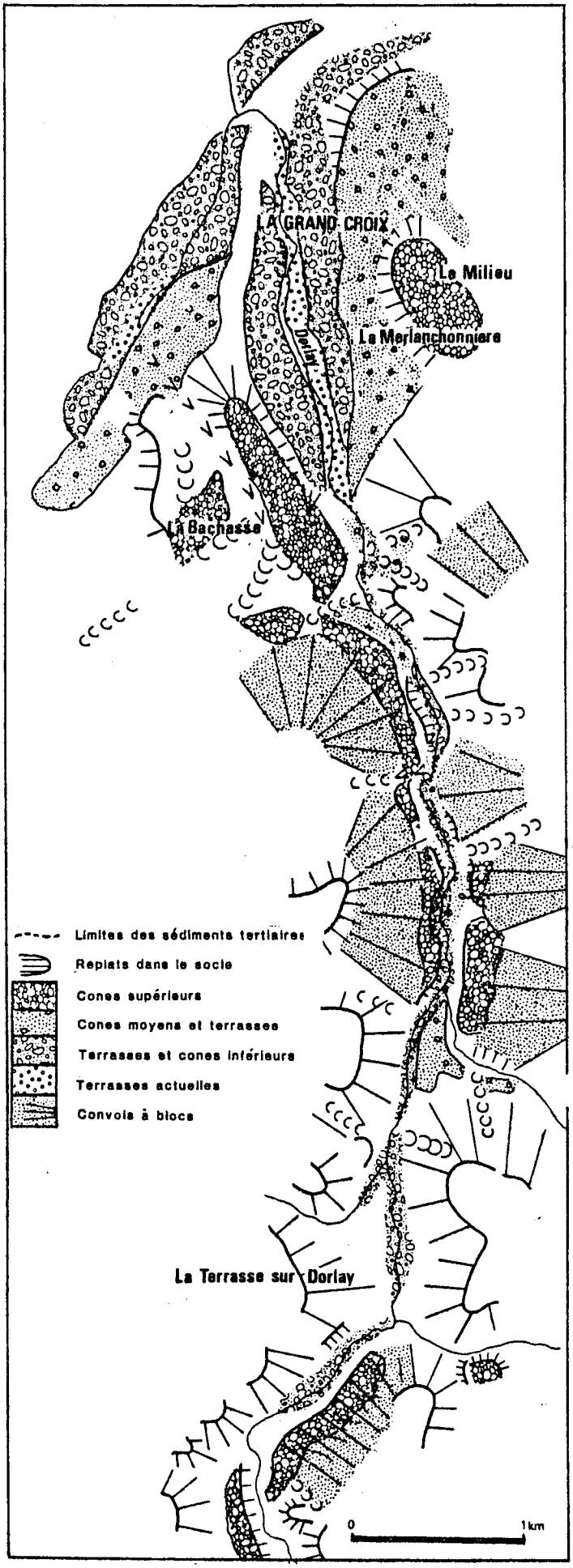


Fig. 16.4. LE SYSTEME DU DORLAY

traduisent une gleyification secondaire du profil. L'ensemble peut être un sol lessivé. Les revêtements d'argile dépassent 5 mm sur les galets, tous fantômes. La teneur en argile est maximale, 36 %. Les sables sont exclusivement quartzeux. Des concrétions d'oxydes de fers sont recueillies sous forme de grains de la taille des sables. L'analyse des minéraux argileux révèle la dominance de la kaolinite, suivie de l'illite, des interstratifiés 10-14v. La goethite et la lépidocrocite sont détectées en quantités notables sur les diagrammes.

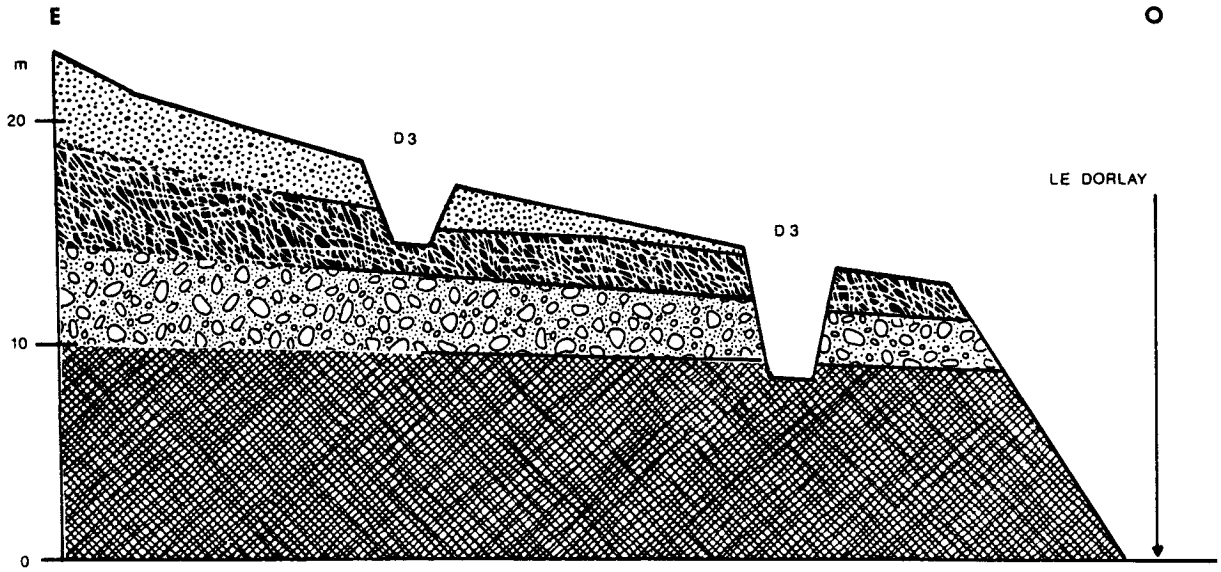
- A 2.2 m, une bande jaunâtre apparaît, en poches et selon une diagonale sur 20 cm d'épaisseur, le niveau rouge réapparaissant ensuite jusqu'à 2.45 m.
- De 2.45 à 3 m, la structure change: aux plaquettes de micaschistes se mêlent des galets roulés, le plus souvent fantômes. Les éléments ont perdu toute cohérence mais l'argilification est moindre. La couleur de la formation est brun-jaune. La fraction fine, inférieure à 50 et à 2 microns diminue (respectivement 50 et 20 %). Les argiles sont les mêmes, la kaolinite un peu moins abondante, les sables toujours quartzeux.
- De 3. à 3.9 m, la base du sol est atteinte, l'argilification décroît, les revêtements disparaissent, des éléments de gneiss sains sont conservés. L'argile représente moins de 20 % , les sables dominent. Leur minéralogie est plus variée: quartz 80 %; orthoses 8 %; oxydes de fer 10 %; muscovite 2 %.
- De 3.9 à 4.5 m, la composition reste semblables à quelques nuances près: des niveaux remaniés plus quartzeux apparaissent çà et là.
- Au-delà de 4.5 m, les galets deviennent très abondants: pourris par hydrolyse, ils sont friables. Les gneiss leptyniques et les anatexites claires représentent la moitié du stock.

L'interprétation de la coupe peut être la suivante:

* **La partie supérieure** proche de la surface jusqu'à 1.2 m représente une formation de pente, peu épaisse affectée par une pédogénèse actuelle ou subactuelle modérée, en raison d'une érosion constante du profil sur la pente de 10°.

* **Un deuxième ensemble** représente une seconde formation de pente recouvrant la terrasse alluviale et la ravinant localement. Elle est pédogénétisée sur plus de deux mètres. Ce paléosol est tronqué au sommet: il n'a pas d'horizon A mais seulement un B bien conservé. La couleur, l'indice d'entrainement d'argile, l'abondance des concrétions d'oxydes de fer conduisent à interpréter ce sol comme lessivé, marmorisé. La pédogénèse est de type fersiallitique mais apparaît une marmorisation secondaire. La couleur foncée peut partiellement être attribuée à la nature du matériau parental. La rubéfaction ainsi que la formation de kaolinite, de goethite peut être assez rapide sur un versant bien drainé. La marmorisation ainsi que l'horizon gris supérieur correspondent à une dégradation postérieure de type fragipan, probablement à la suite d'une péjoration climatique.

Il s'agit indiscutablement **d'un sol interglaciaire** qui a subi au moins une phase de dégradation postérieure en milieu froid; cette dernière est elle-même antérieure aux deux sols qui se sont développés sur le profil depuis la dernière



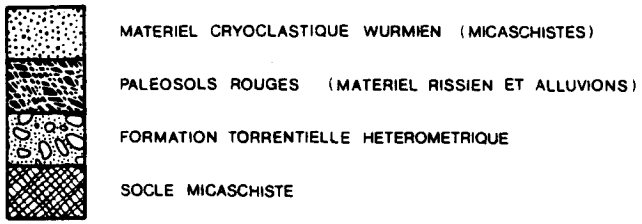


Fig. 16.5 LA TERRASSE DU BARRAGE DU DORLAY

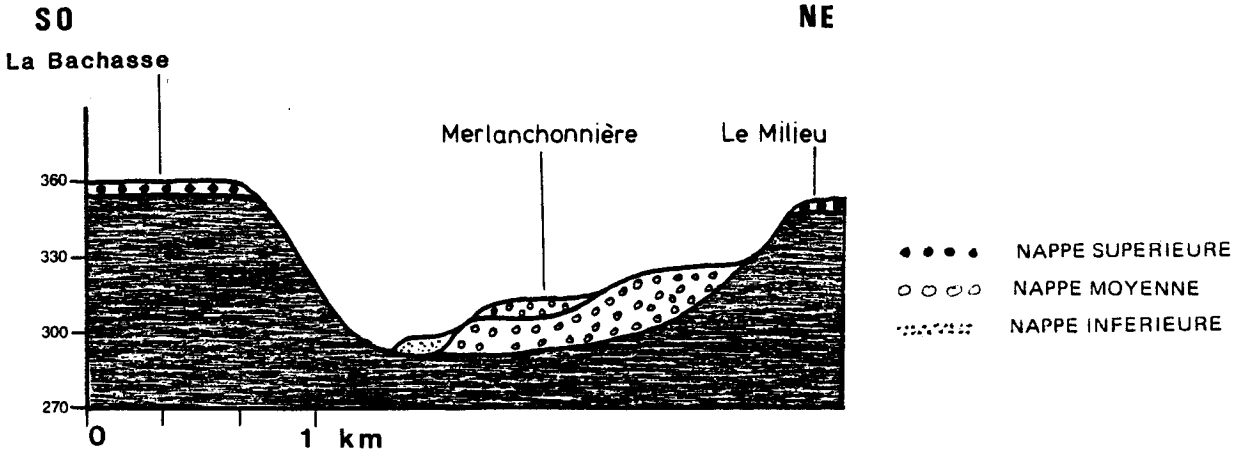
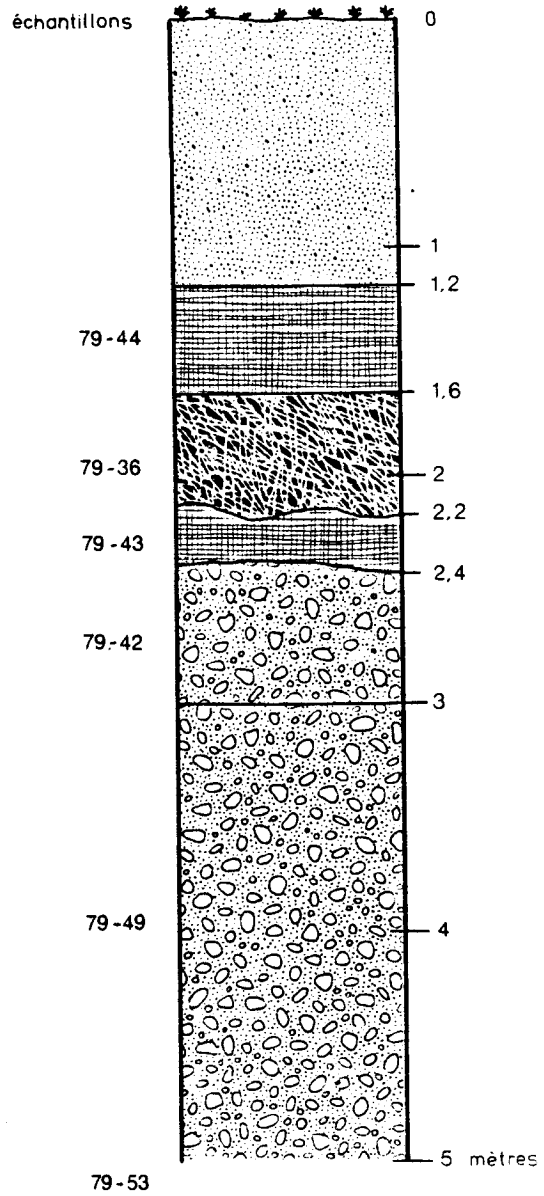


Fig 166 LES TERRASSES DU DORLY A GRAND CROIX



crise froide: le **sol brun** et le **sol gris**, qui seul représente l'Actuel. Les glosses visibles au sommet su sol rubéfié pourraient bien indiquer la présence d'un pergélisol qui serait à l'origine de l'hydromorphie (L.MATHIEU,1980; B.VAN VLIET-LANOE et R.LAGHOR,1981). Au delà de la Terrasse-sur Dorlay, la même formation se suit en rive droite du torrent, formant un replat partiellement fossilisé sous les dépôts de pente à la Quinary. Ce n'est qu'au débouché dans le bassin houiller que le système prend son plein développement.

2.1.2. Les nappes de la Grand Croix.

Quatre niveaux de nappes alluviales peuvent être identifiés (Fig.16.6):

* **Un niveau inférieur** constitue la basse vallée. Large de 300 mètres, il est parfaitement plan bien qu'en pente forte. Les nombreuses coupes révèlent un matériel bien roulé où les apports reflètent assez fidèlement l'éventail des roches du bassin-versant. Le sol est alluvial, gris, mince de 40 cm, sans aucune marque de gleyification: le torrent est encaissé dans la nappe et ne l'inonde plus.

* **Deux niveaux proches** se développent en rive droite entre les lieux-dits Dorlay et Merlanchonnière. En pente régulière vers l'aval, ils dominent les précédents de 21 et 35 mètres respectivement. La nature alluviale des dépôts ne peut être mise en doute: les coupes peu profondes, il est vrai, faites pour l'assainissement d'un lotissement montrent un matériel dont l'origine diffère peu de celle du niveau inférieur.

En revanche, l'altération est déjà notable: un sol tronqué est reconnaissable sur le mètre supérieur de la terrasse: un horizon B aux revêtements argilliques, de faible épaisseur, de couleur beige-bleu apparaît sous le dépôt de pente postérieur. L'hydromorphie se signale par des passées bleuâtres. Les galets sont altérés: les granites à biotite sont pulvérulents, les micaschistes argilifiés, les leptynites et les leucogranites présentent un cortex déferrifié épais de 3 à 5 mm. L'argillification mesurée sur les revêtements d'illuviation atteint 20 à 24 %. Bien évidemment, tous les minéraux fragiles, biotites et plagioclases ont disparu.

Aucune coupe n'a pu être examinée sur le niveau supérieur en raison de sa faible extension.

* **Un quatrième niveau** de part et d'autre du Dorlay a pu être cartographié. Signalé FV sur la carte géologique de Saint Etienne, il s'étend en rive gauche à +55 m mais sur une étendue bien plus vaste que ne l'indique la carte. Il s'étend

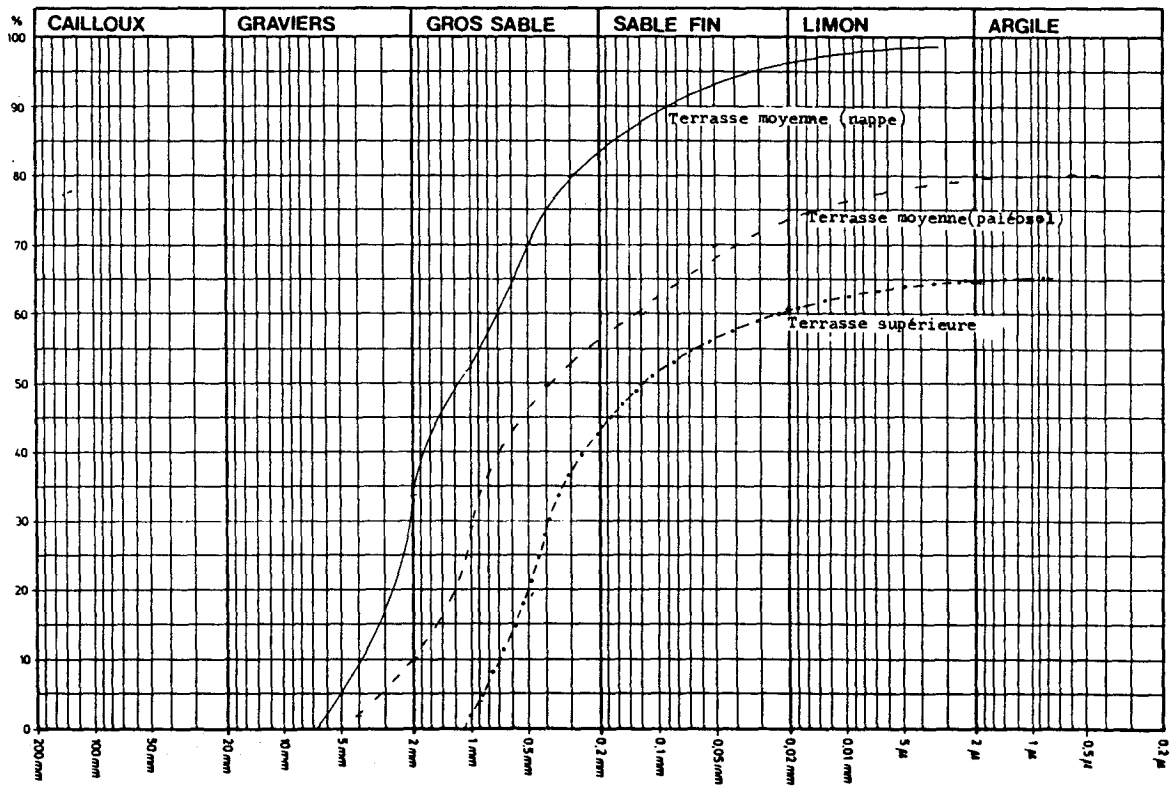


Fig. 16.7a. GRANULOMETRIES DES TERRASSES DU DORLAY A GRAND CROIX

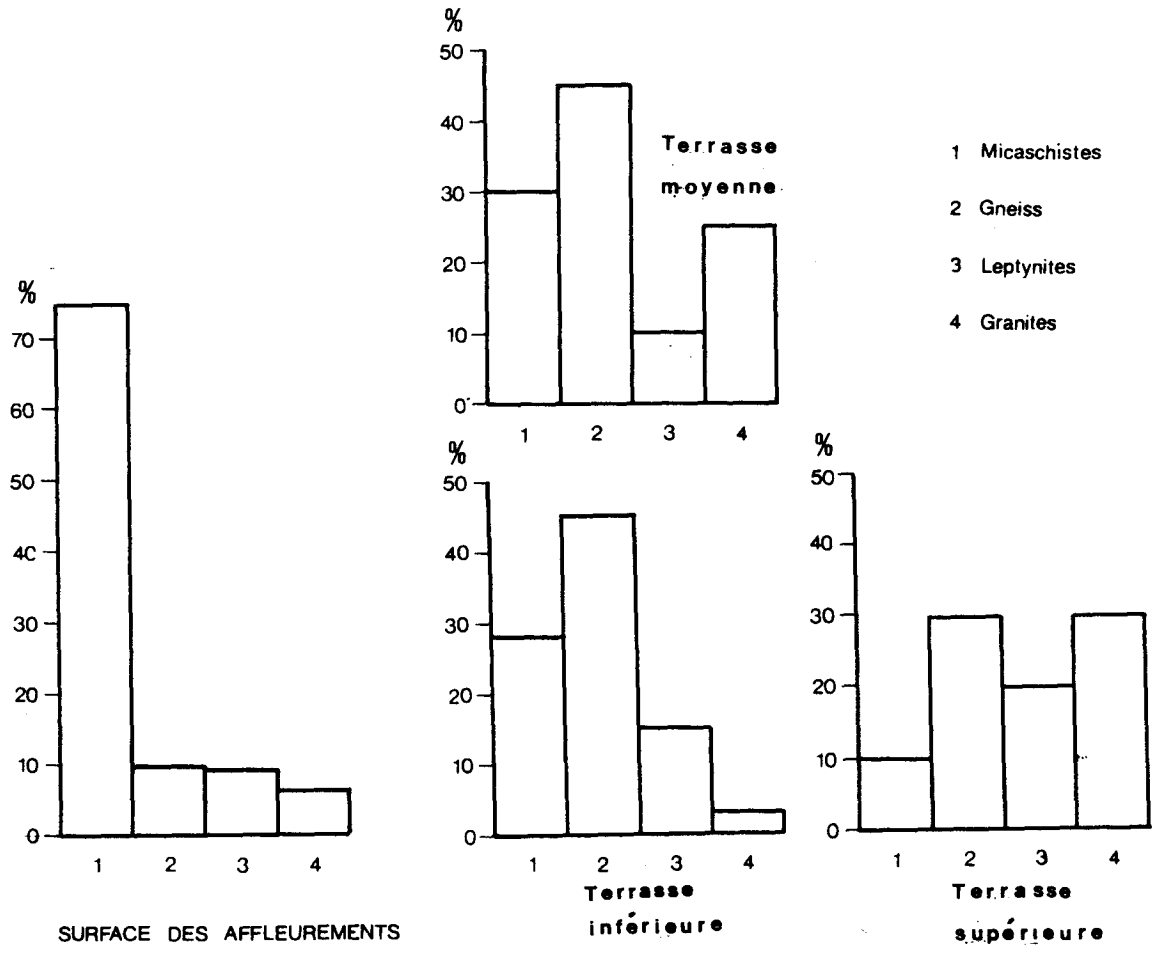


Fig. 16.7b. PETROGRAPHIES DES NAPPES DU DORLAY

également en rive droite de manière importante autour du lieu-dit le Milieu.

Cette nappe est étagée au-dessus des nappes intermédiaires, séparée par un talus de 20 mètres dans le Houiller, alors que les niveaux précédents sont emboîtés. L'altitude relative et l'étagement marqué en font un témoin ancien, précédant la phase principale de dissection du bassin houiller: elle se raccorde aux glacis qui modèlent le Houiller et constituent la gouttière à l'intérieur de laquelle le Gier est encaissé. Ces glacis remanient en surface des éléments roulés.

L'observation de cette nappe est aisée à la Bachasse sur une coupe de un kilomètre, et d'autres plus restreintes au Milieu ouvertes pour un lotissement en 1980. Les galets sont visibles sur plus de trois mètres, la nappe tronquée est entièrement pédogénétisée. Même le substrat sur lequel elle repose est altéré. Deux caractères distinguent cette nappe des précédentes: les éléments sont plus grossiers et le cortège pétrographique diffère. Outre les galets dissymétriques, de nombreux fantômes de galets atteignant 50 cm de grand axe ou plus ont été observés. Ils pourraient traduire une mise en place sous l'effet de crues particulièrement violentes et brutales (Fig.16.7)

2.1.3. Le problème de la corrélation des nappes du Gier et du Rhône.

Deux méthodes distinctes permettent d'envisager ces raccords: l'étude des profils et l'altération des nappes.

La méthode des profils est utilisable car plusieurs lambeaux d'alluvions parsèment les versants de la vallée du Gier entre Rive-de-Gier et Givors. Une cartographie de ces témoins a été menée dans le cadre d'une étude géologique du bassin houiller à la demande du C.E.T.E. de Lyon (1978). De l'examen de ce travail, deux conclusions peuvent être tirées.

- la continuité de la nappe inférieure du Gier de la Grand Croix à Givors est établie; elle se raccorde à la terrasse würmienne inférieure du Rhône à Givors-Chasse à + 7 m au-dessus du fleuve.

- l'abondance des placages alluviaux à + 10-12 mètres entre la Grand Croix et Saint Romain-en Gier, permet de reconstituer un niveau perché avec une grande probabilité. Ces témoins sont visibles en rive droite à Rive de Gier, au Grand Pont, où ils sont étagés. D'autres témoins de la même nappe sont visibles à Chateauneuf en rive droite, à Saint Romain en rive gauche à 225 m d'altitude. Ils se raccordent à l'amont avec l'une des nappes moyennes du Dorlay,

vraisemblablement la plus basse. A Givors, ces témoins ne peuvent être raccordés ni avec les terrasses des Bans, ni bien évidemment avec les terrasses würmiennes trop basses: ils doivent donc être corrélés avec l'un des niveaux nommés Chasse par P.MANDIER (1979). Il n'est pas possible d'être plus précis compte tenu de la faible différenciation altitudinale entre les trois niveaux.

Dans cette perspective, le niveau supérieur défini à Grand Croix ne peut être corrélé qu'avec la terrasse des Cras et des Bans à 250 m d'altitude, équivalent en rive droite à la terrasse de Ternay I (P.MANDIER,1979).

La similitude de la position morphologique des terrasses des deux vallées est à souligner: le creusement avant le dépôt de la nappe de la Bachasse est très faible: il en est de même de celle des Gras qui n'est incisée dans le piémont rhodanien que de 20 à 40 mètres alors qu'elle domine le Rhône de 100 mètres. L'essentiel du creusement intervient avant le dépôt de la nappe médiane à + 30-40 mètres seulement. Dans le cadre chronologique défini par P.MANDIER (1979), cette phase pourrait être l'interglaciaire Mindel-Riss.

La méthode de l'étude des altérations de nappes est beaucoup plus délicate à mettre en oeuvre dans la mesure où les lambeaux sont de taille trop réduite pour que des sols soient conservés et que la nature des galets soumis à l'altération est différente: le bassin du Gier est exclusivement cristallin et métamorphique alors que les terrasses du Rhône ont une proportion de galets calcaires variable mais qui bouleverse les données de la pédogénèse.

On remarquera toutefois que l'épaisseur du sol de la nappe du Milieu-la Bachasse est de l'ordre de trois mètres minimum et que la nappe est totalement hydrolysée. Il en est de même à la Terrasse-sur Dorlay. Le rapprochement avec les données de P.MANDIER (1979) avec toutes les réserves qui ont été faites plus haut, peut être fait avec les terrasses de Ternay ou de Chasse. Toutefois, en raison de la richesse en calcaire des terrasses de Chasse (30 à 50%), il est peu probable que l'épaisseur du sol soit plus faible (2.8 à 3 m) sur ces dernières que sur celles du Dorlay. La corrélation est d'autant moins plausible qu'elle reviendrait à assimiler le niveau moyen à des niveaux würmiens du Rhône dont les sols sont nettement moins évolués en épaisseur comme en argile.

Il est connu que la teneur en argile des sols est fortement augmentée par la présence de calcaire (M.BORNAND,1975; M.ICOLE,1973; J.HUBSCHMANN,1978). Ici, cette augmentation pourrait être un **doublement.** En revanche, la **nature** des minéraux argileux ne **semble pas très différente** encore que les données de P.MANDIER ne permettent pas de conclure dans ce secteur.

En conclusion, quatre nappes sont identifiables dans la vallée du Gier et de ses affluents: la plus récente est à rapporter au Würm; les nappes moyennes sont raccordées aux terrasses rissiennes de la vallée du Rhône; les plus élevées, affectées par une pédogénèse très poussée, pourraient être corrélées avec les

terrasses d'âge Mindel de la vallée du Rhône. Ces corrélations sont confortées autant par des arguments graphiques que l'examen des paléosols des différentes nappes.

3. LES CONES ARDECHOIS

Parmi les formations périglaciaires de piémont, il est une vallée qui présente l'originalité d'être jalonnée par des dépôts de type cône ou terrasse sur toute la longueur de son cours. Il s'agit de la Cance entre Saint Julien et Robert.

Les remplissages de ce sillon sont observables tout au long de la vallée depuis Saint Julien jusqu'à Villevocance soit sous forme de cônes latéraux localisés parfois coalescents, soit sous forme de terrasses continues. Les premiers rappellent les cônes décrits au pied du Tanargue par Y.VEYRET (1981) ou ceux de l'Ouest forézien. Ils ne sont qu'un élément dans une série plus vaste échelonnée sur le rebord oriental du Massif Central dont les plus septentrionaux sont ceux du Gier et du Dorlay et qui se poursuivent dans les vallées de l'Aÿ, du Doux, du Chassezac, de la Baume, de l'Ardèche. Nulle part cependant, ils ne présentent la continuité de ceux de la Cance.

3.1. L'ETUDE DES COUPES.

Trois sites permettent une étude précise du matériel. (Fig.16.8)

3.1.1. Le cône de Saint Julien.

Ce cône est observable sur la D.105 par deux coupes hautes de trois mètres au débouché du torrent à sa confluence avec la Cance.

Un premier cône est perché à 25 m au-dessus de la Cance. Tronqué au sommet, il repose sur le socle gneissique. L'épaisseur du dépôt, difficile à évaluer, se situe entre 7 et 10 mètres. Le faciès est torrentiel: le tri est médiocre, le litage de la matrice irrégulier. La taille des galets est variable, l'émoussé irrégulier. L'indice moyen I_E est de 198 seulement avec un fort écart-type. Le faciès est plutôt celui de laves boueuses qu'un faciès véritablement fluviatile. Les blocs démesurés sont nombreux. Ces observations rejoignent celles d'Y.VEYRET dans la vallée de la Baume. Le spectre pétrographique montre que l'alimentation est due aux parties hautes du versant: les granites représentent 12%, les anatexites 21%, les gneiss leptyniques qui affleurent au-dessus de 900 m, 63%.

Un second cône est situé à seulement 7/12 mètres au-dessus de la Cance.

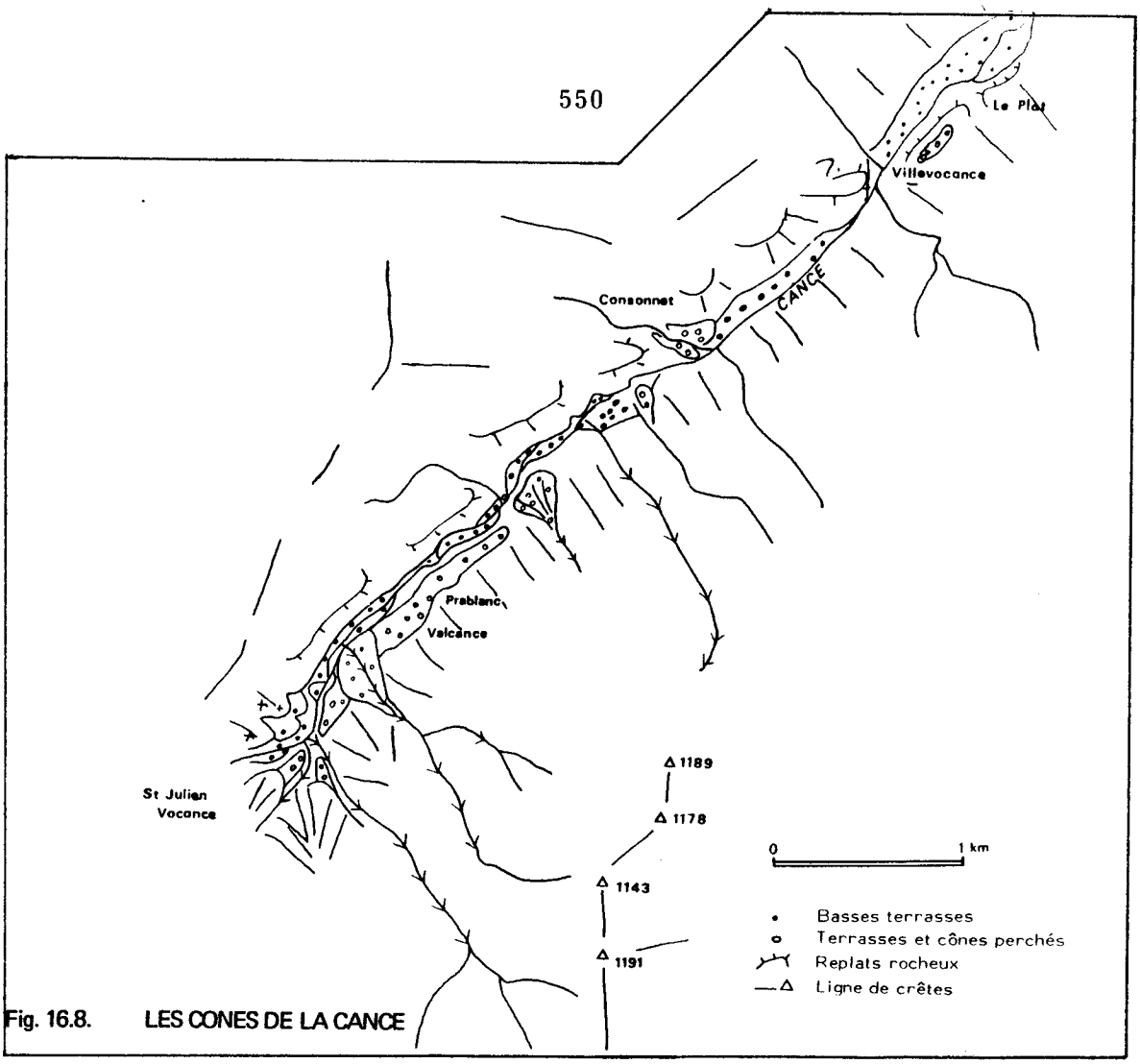


Fig. 16.8. LES CONES DE LA CANCE

Il présente rigoureusement le même faciès, les émoussés sont identiques; il est étagé sous le précedent. Aucune altération n'est visible, ni sol ni oxydation.

3.1.2. La terrasse de Vocance.

Elle s'allonge sur 5 kilomètres et deux coupes l'entaillent à Prablanc et Valcance. Elle est perchée à 20 mètres au-dessus du talweg.

La coupe de Valcance est haute de 2 mètres. Située au débouché d'un affluent, elle présente un matériel mieux roulé qu'à Saint Julien, où les blocs démesurés sont moins abondants, où des lentilles sableuses se développent épisodiquement. Les effets de chasse-d'eau semblent encore important. Les apports longitudinaux semblent l'emporter sur les apports latéraux malgré l'ambiguité des formes: la nappe prend de l'ampleur au débouché des affluents et s'incline vers le centre de la vallée.

L'émoussé traduit un transport plus long: I_E= 285 à Valcance et 297 à Prablanc situé 2 kilomètres en aval. Aux apports de la couverture métamorphique qui n'affleure qu'en rive droite (gneiss 36%, anatexites claires 28%) s'associent les apports du substrat de rive gauche, (granites sombres 30% et granite de Vanosc 6%). A Prablanc ces apports de rive gauche s'élèvent à 51%;20%;28% respectivement.

Le perchement relatif de la nappe incite à une étude del'altération du dépôt: le sol est mince, 0.9 m à 1 m. Il apparaît en surface, mais l'évolution

pédologique reste modérée. Ce sol est de type brun lessivé avec une argilification qui n'atteint pas 10 %, avec cependant de minces cutanes d'illuviations autour des galets. Souvent recouvert par des dépôts colluvionnés, ce sol présente une grande cohésion lorsqu'il est desséché. Un début d'altération des galets apparaît: les gneiss sont altérés, souvent oxydés à coeur; quelques granites à biotite sont pourris, les anatexites présentent un cortex ferrugineux de 5 à 12 mm, les granites sombres un cortex de 25 mm environ. Quelques échantillons présentent des cortex lessivés à auréole blanchie.

La pédogénèse de la nappe est évidente, plus importante que l'aspect macroscopique de la coupe ne le laisse paraître. La minéralogie de la matrice montre qu'à l'exception des plagioclases peu abondants, micas, orthoses, polyminéraux sont bien représentés.

3.1.3 La terrasse de Villevocance.

Elle se développe dans le bassin qui s'étend en arrière des gorges de Robert. A côté de la nappe actuelle, une terrasse perchée est parcourue par la D.105. Les coupes sont rares, limitées aux fondations de villas. La terrasse tranche le socle, est perchée de 5 à 7 mètres au-dessus du cours actuel.

L'émoussé est plus élevé qu'à l'amont: I_E =323. Le spectre pétrographique présente 37% d'anatexites sombres, le reste se partageant entre les gneiss de l'amont du bassin-versant et les granites de divers types, le plus souvent de Vanosc ou du Velay.

L'altération de la nappe est réduite. Le ruissellement diffus et les apports colluviaux ont tronqué d'éventuels sols; au sein de la nappe, l'hydrolyse n'est pas négligeable: les granites et les anatexites sombres sont pourris ou montrent des traces d'oxydation jusqu'au coeur des galets. Les granites clairs et anatexites claires présentent un liseré blanchi de 1 à 3 mm résultant du lessivage du fer. Cette évolution affecte les quatre cinquièmes des galets: elle pourrait être corrélative d'une pédogénèse dont les effets ont disparu.

En rive droite, une nappe perchée subsiste sous forme de lambeaux face au hameau du Plat, à 20 mètres d'altitude relative. Elle est tronquée en glacis mais une coupe a permis les observations suivantes: les faciès dominant sont les gneiss avec 20% de l'effectif, les anatexites à cordiérite ou grenant avec 75%. Il n'y a pas d'éléments sombres. L'indice d'émoussé moyen (I_E = 276) est inférieur à celui de la terrasse de Villevocance. Tous les galets de la nappe sont pourris y compris les anatexites claires: elles sont, au plus, affectées d'un cortex sur les autres niveaux. Aucun sol n'est cependant conservé.

3.2. INTERPRETATION DES FORMATIONS DE LA CANCE.

Les formations de la Cance sont variées dans leur dynamique et leur étagement. **A des formations de terrasses alluviales sont associés des cônes torrentiels de rive droite exclusivement** alimentés depuis le masif des Trois Vents. Dans la mesure où dominent les gneiss dans les dépôts de cônes, affleurant dans

les parties les plus élevés, il faut rechercher une origine froide à ces dépôts, plus précisément liée à la fonte de névés, sur un versant face au Nord où la sublimation de la neige est moindre.

La dynamique de ces cônes est celle d'une lave torrentielle, due à des décharges brusques de dégel associées éventuellement à des précipitations liquides.

Les phénomènes d'exposition jouent certainement un rôle non négligeable dans leur mise en place. L'exposition au Nord des massifs semble être une constante.

Les terrasses perchées sont étendues sur tout le cours moyen de la Cance: leur étendue contraste avec la faible extension des terrasses actuelles encaissées 10 mètres en contrebas. Vers l'aval, l'émoussé des galets croît rapidement en passant de 285 à 323 sur 7 kilomètres. Un écoulement plus régulier est à l'origine de cette évolution. L'émoussé de la nappe actuelle est moins élevé que celui de la nappe perchée: l'indice I_E est de 265 dans la terrasse subactuelle et 202 dans le lit majeur. Ces remarques tendent à montrer que le système actuel, à crues méditerranéennes est responsable d'un émoussé assez faible.

Plusieurs générations de nappes encombrent la vallée de la Cance:

*- **une nappe perchée** se développe à l'amont en rive droite;*

*- **une nappe de fond** se suit continûment tout au long de la rivière (= terrasse subactuelle): le lit majeur y est inscrit de 3 à 4 mètres;*

*- **Des éléments de cônes perchés** se raccordent à différents niveaux, nappe inférieure ou nappe perchée selon le cas. Il n'y a pas contemporanéité entre tous ces élements et l'étude des altérations ne peut être menée avec suffisamment de précision pour préciser davantage. On ne peut qu'insister sur la différence d'évolution entre les matériaux de la nappe perchée et de la nappe de fond, différence de volume mobilisé dans un rapport de 3 à 4, différence d'altération et d'émoussé.*

Le rapprochement de ces formations avec celles du Forez est délicate à opérer: plus que de cônes de piémont, il s'agit là de formations de sillon intramontagnard. Cependant, par le volume des débris, le perchement, l'altération, la nappe perchée de la Cance pourrait être rapprochée de la terrasse de Vertolaye-gare et des formations qui lui sont associées.

4. LES TERRASSES DE LA LOIRE ET DES AFFLUENTS.

En l'absence de formations de type cônes sur le versant oriental des Monts du Forez, les seuls témoins utilisables de manière sérieuse sont les terrasses alluviales de la plaine du Forez construites par la Loire et les affluents.

4.1. LES TERRASSES DU LIGNON

Trois niveaux de terrasses ont été successivement reconnus par F.TOMAS (1971), A.LE GRIEL (1975) et J.P.LARUE (1979) sur le Lignon. Aussi la description de ces niveaux sera-t-elle succinte.(Fig.16.9).

4.1.1 La terrasse de Sainte Agathe

Elle correspond à la terrasse supérieure de A.LE GRIEL. Elle s'étend en rive gauche, et se trouve perchée à l'altitude relative de 30 mètres à Boën. Des coupes ont été observées par F.TOMAS (1971), dans les carrières d'argile de la Bouteresse; cette nappe est encore observable mais tronquée, dans les carrières d'argile exploitées au Nord de la N.89.

La nappe a une épaisseur réduite, 1.5 m environ. Son perchement s'accroît sensiblement vers l'aval tout comme augmente l'épaisseur des galets. Leur spectre pétrographique n'est pas le reflet exact de celui du bassin-versant: les granites du Forez (2/3), sont davantage représentés, que ceux du sillon de Noirétable, confirmant l'importance de l'alimentation glaciaire dans la fourniture des matériaux.

En surface, les fondations de villas révèlent toutes sous le sol colluvial actuel, un paléosol jaune, lessivé, hydromorphe, généralement tronqué, parfois remanié en surface. L'argilification est importante, au niveau de l'horizon B elle s'élève à 20 %. Tous les galets sont réduits à l'état de fantôme, à l'exception des quartz qui alimentent de manière exclusive les ensembles remaniés. La minéralogie de la matrice révèle la disparition complète de la biotite, des plagioclases, et de beaucoup d'oligoclases. Le cortège des minéraux argileux montre la kaolinite dominante, associée à l'illite et aux interstratifiés.

Tous ces caractères minéralogiques et structuraux rapprochent ce niveau des cônes moyens de l'Ouest forézien. Vers l'Est, cette terrasse se raccorde au niveau de Bouthéon. Elle lui est comparable par le volume des matériaux -c'est la plus vaste- par sa position topographique en inversion de relief au-dessus des cuvettes de Bussy et Ste Foy-St Sulpice. Par sa position, elle doit être corrélée

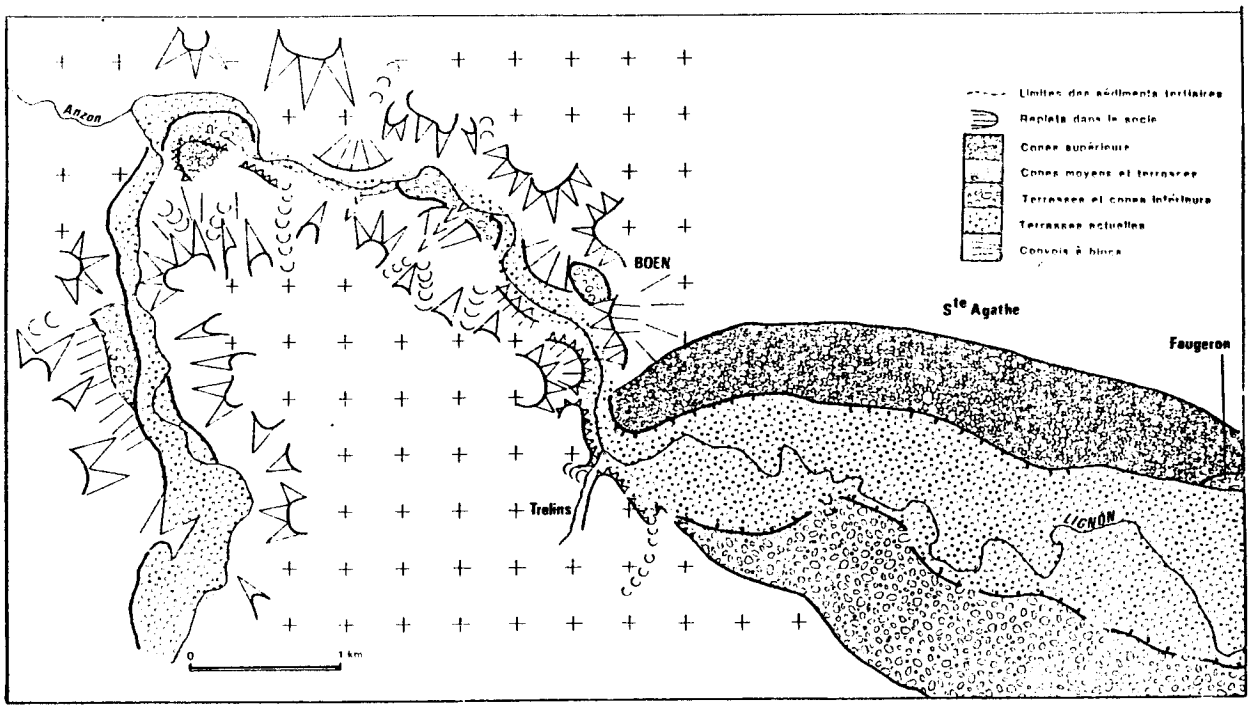


Fig. 16.9. LES TERRASSES DU LIGNON A BOEN

avec la longue suite de nappes en inversion de relief tout au long de la Loire depuis Saint Vincent en Emblavès jusqu'à Bouthéon.

4.1.2. La terrasse des Faugerons

Sous ce nom, A.LE GRIEL (1975) désigne une terrasse dite "moyenne" par J.P.LARUE (1979) qui se développe en rive gauche du Lignon à l'aval de Sainte Agathe. Elle est à +20 mètres au-dessus de la rivière. La seule coupe existante ne montre pas de paléosol bien développé: une désagrégation des galets de surface, une ferruginisation de la matrice montre qu'une pédogénèse a affecté ce niveau mais l'évolution reste limitée: désagrégation granulaire, déferrification, libération d'argiles peu évoluées de type chlorite et interstratifiés 10-14 A.

Elle se rattache à la terrasse de Saint André-le-Puy sur la Loire. Des chiffres fournis par LE GRIEL, sur l'altération des galets et leur pétrographie, il faut retenir la part importante des laves, la fraîcheur relative du matériel.

4.1.3. La basse terrasse

La basse terrasse est située en rive droite de la cave coopérative de Trelins à Montverdun, puis elle se développe également en rive gauche au pied

de la terrasse précédente. Très étendue, elle se raccorde à la nappe de Montrond sur la Loire. Elle est considérée comme würmienne tant par A.LE GRIEL que J.P. LARUE. Dans cette hypothèse, la basse terrasse de la Loire n'aurait pas d'équivalent sur le Lignon. Elle pourrait correspondre au lit majeur de son affluent.

L' explication de cette disposition différente mérite d'être recherchée. Pour A.LE GRIEL (1975), la crise climatique qui a fourni la plus basse terrasse de la Loire n' a pas dû affecter de manière aussi intense le bassin du Lignon situé à plus faible altitude". Plus que de faible altitude, il vaudrait mieux parler d'absence de phénomènes glaciaires -ou de leur faible extension-: les terrasses de la Loire supérieure sont périglaciaires, celle du Lignon fluvio-glaciaire. Les crises périglaciaires, très efficaces dans les matériaux de la Loire supérieure, tels les sédiments argilo-sableux, phonolites, coulées de basaltes et apportent au fleuve des volumes de matériaux importants; ces mêmes crises se révèlent impuissantes dans le Forez granitique .

4.2. DATATION DES TERRASSES DE LA LOIRE.

L'examen de la position des nappes et leur cartographie ont été menées successivement par A.LE GRIEL (1975) dans le seul cadre du Forez et J.P. LARUE (1979) dans le cadre de la Loire supérieure. De l'examen de ces travaux naît le sentiment qu'il n'est pas possible de proposer une chronologie définitive des terrasses. L'absence de faune, d'arguments archéologiques déterminants conduit à des propositions contradictoires. La méthode des cortèges de minéraux lourds donne lieu à des controverses: la méthode ne permet pas de caractériser chacune des nappes par un spectre selon J.P.LARUE, alors qu'il existe un spectre caractéristique de chacun des niveaux selon A.LE GRIEL et G.LATREILLE (1980). Il s'ensuit que les raccords d'un bassin à l'autre relèvent de l'intime conviction et que les datations divergent en remontant dans le temps. Il est vain dans ces conditions, de vouloir proposer une chronologie dans le cadre de ce travail: le seul secteur de la confluence de l'Ance à celle du Lignon ne peut permettre de résoudre les problèmes qui ne l'ont pas été dans un cadre plus vaste. Tout au plus, quelques remarques peuvent être faites.

D'après P.BOUT (1960), dans le bassin du Puy, il existe une terrasse Magdalénienne, incisée dès 18000 B.P.; une terrasse tardi-glaciaire serait localement inscrite en contrebas et une terrasse würmienne plus ancienne pourrait correspondre au Würm II.

En Forez, les auteurs ont, à ce jour, eu tendance à "vieillir" les nappes

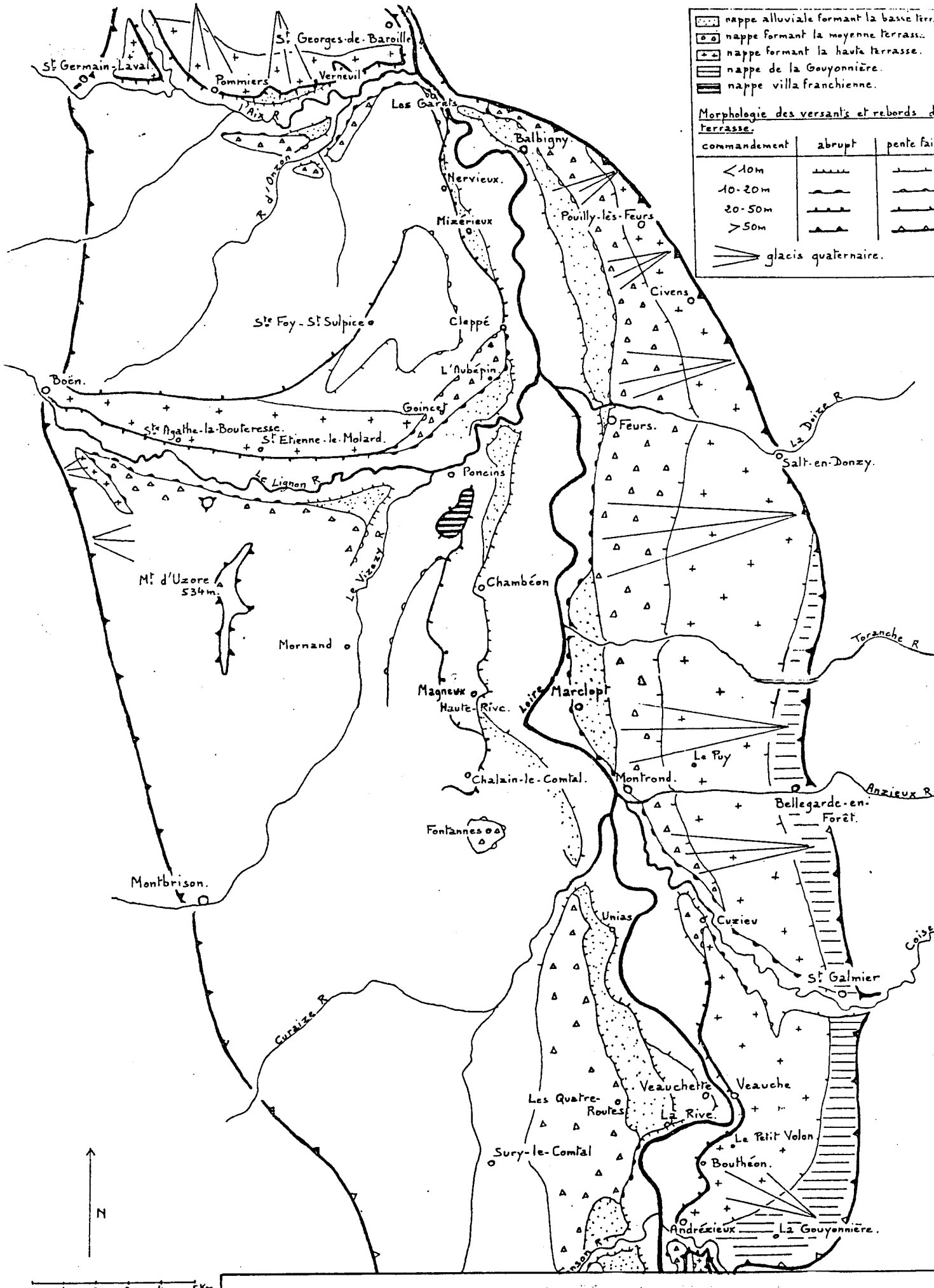


Fig. 16.10 LES TERRASSES DE LA LOIRE (D'APRES J. P. LARUE, 1979)

dans la mesure où il n'existe que peu de témoins au-dessus de +30 mètres d'altitude. A l'amont comme à l'aval, ces nappes existent. Elles ont été identifiées par J.P.LARUE en Velay, dans le bassin de Bas-en Basset par M.C.LAURENT-TISSOT (1982), dans le Roannais par A.LE GRIEL et G.LATREILLE (1980). Un examen plus précis du terrain montre qu'en Forez, ces nappes perchées existent sous forme de lambeaux fort réduits à Saint Rambert, Poncins.

Ce dernier site, reconnu par A.LE GRIEL (1975) est interprété comme des alluvions miocènes ou pliocènes (1): l'absence de coupes satisfaisantes ne permet pas d'étude précise du paléosol, mais le faciès "siliceux" de cet épandage s'explique par des remaniements superficiels d'une nappe contenant des éléments volcaniques. Aucun élément précis n'autorise le rejet de ce dépôt dans une période préquaternaire.

Le site du Rhins, évoqué par A.LE GRIEL (1975), présente du matériel Clachtéen pris dans une nappe épaisse (7 mètres), unique sur cet affluent de la Loire. Par sa puissance, la complexité de sa sédimentation où alternent bacs grossiers et passées fines, elle correspond à un évenement majeur et ressemble par beaucoup d'aspects à celle du Lignon. La datation Riss est proposée par COMBIER (1957).

La dernière remarque concerne l'utilisation des paléosols. L'étude de ces derniers est la seule méthode susceptible de lever les incertitudes chronologiques, au moins relatives. Or cette méthode n'a jamais été appliquée en Forez, faute d'en découvrir ou d'en rechercher. La seule terrasse qui comporte un paléosol indiscutable est la terrasse supérieure du Lignon. La nappe de Veauche l'a vu partiellement disparaître ou se dégrader secondairement en un podzol humo-ferrugineux fossile, bien visible à Bouthéon, remarquable par la dureté et l'épaisseur de l'horizon B_{fe} cimentant les galets de quartz remaniés à la surface de cette terrasse remaniée.

Sur toutes les nappes inférieures, les galets sont ferruginisés en surface mais il n'existe aucun sol lessivé de surface. Cette remarque jointe aux précédentes, permet de douter qu'il ait existé un réchauffement de rang interglaciaire plus récent que celui qui a suivi le dépôt de la terrasse de Sainte Agathe. Dans cette hypothèse, toutes les nappes plus récentes devraient être rapportées aux crises froides qui ont mis un terme au dernier interglaciaire.

---

(1) aux pages 35 et 211 respectivement.

5. L'ENSEIGNEMENT DES CHRONOSTRATIGRAPHIES REGIONALES PROCHES

La position de la bordure orientale du Massif Central au contact de régions différentes entre le monde alpin et l'Auvergne interdit d'esquisser une stratigraphie sans référence à ces deux régions. De cette confrontation naît d'ailleurs des ambiguités, des imprécisions, des contradictions qui mettent en lumière l'imprécision ou le caractère hypothétique de nos connaissances. Cet examen n'a pas pour but de résoudre ces contradictions mais de fixer un cadre à l'établissement d'une stratigraphie des phénomènes périglaciaires et glaciaires dans la zone étudiée.

5.1. LE DOMAINE RHODANIEN.

Ce domaine est bien connu depuis que de nombreux travaux y ont été consacrés. La récente synthèse de P.MANDIER (1984) dispense d'en faire l'historique. L'utilisation des acquis de la région lyonnaise s'impose à un double titre, car elle est appelée à devenir une des séquences quaternaires de référence pour le monde alpin, d'autre part en raison de sa proximité avec le secteur étudié.

5.1.1. Des crises froides multiples

La multiplicité des crises froides est le premier acquis de la région lyonnaise. Les **quatre complexes morainiques** de l'Ozon, du Garon, de Béligneux, de Grenay témoignent des arrivées successives de la glace dans la région lyonnaise. Elles sont séparées par des retraits de rang interglaciaire entre les trois premières, de rang interstadiaire entre les deux dernières. Les corrélations avec les sondages océaniques et les datations des foraminifères marins permettent à P.MANDIER d'avancer les âges respectifs de 130 000; 90 000; 35 000; 18 000 B.P. pour chacun des âges respectifs.

A ces crises majeures, il conviendrait d'ajouter des crises mineures, plus courtes, vers 115 000 et 75 000 B.P. qui ne paraissent pas avoir permis, selon P.MANDIER (1984) l'installation de glaciers jusqu'à la région lyonnaise mais qui se traduisent sur le site des Echets par la disparition de la végétation forestière, l'installation d'une steppe à armoise et graminée de type Toundra. De tels refroidissements peuvent bien se traduire par une morphogénèse périglaciaire

en altitude. A la limite, **il ne peut être exclu que ces refroidissements courts, 2000 ans ou plus, se soient traduits par le développement de glaciers au coeur des Alpes, mais que la durée a été insuffisante pour qu'ils sortent du massif: on ne peut donc écarter l'hypothèse de l'existence de phases glaciaires en Forez, ou de phases nivales, correspondant à ces crises: le faible volume de glace mis en jeu, le faible temps de réponse de tels organismes rendent cette hypothèse plausible.**

5.1.2. Une sécheresse croissante.

Les résultats de l'analyse palynologique permettent de conclure qu'à plusieurs reprises, le maximum d'extension des glaces se produit en début de crise froide, tant lors du Würm que lors des glaciations dombistes. La fin de chaque crise voit un recul important des glaces alors que la palynologie laisse croire à un climat encore très rigoureux.

Le fait se vérifie au Würm où le maximum est atteint à -35 000 B.P. à Béligneux, alors qu'à -18 000 le maximum est en retrait à Grenay et que toute la séquence du pléni-würm supérieur traduit un climat particulièrement rigoureux jusqu'au Dryas inclus. Le caractère aride et froid de la fin du Würm a été souvent évoqué, (DE BEAULIEU,1978; BOUT,1973). Il semble avoir affecté non seulement le Würm IV mais aussi, pour une part, le Würm III et aurait débuté plus tôt qu'on ne le pense généralement. Un phénomène analogue semble avoir affecté la glaciation dombiste: une épaisse couche de trois mètres de sédiments froids reconnue à la base de l'interglaciaire permet à P.MANDIER (1979) de parler "d'une grande glaciation dont le froid aurait été comme pour le pleni-Würm supérieur froid et relativement aride".

Dans des masifs de faible altitude où les volumes de glace sont réduits, les organismes sont très sensibles aux modifications d'alimentation. Peut-il y avoir eu retrait de la glace avant tout réchauffement, par le seul fait de l'aridification? Cette position est adoptée par Y.VEYRET (1981) pour la fin du Würm et le Tardiglaciaire dans plusieurs secteurs du Massif Central dont le Forez. En revanche, ce même auteur défend la position opposée pour le Cantal et le Mont Dore.

5.1.3. Des interglaciaires brefs.

Le troisième enseignement est la brièveté des interglaciaires au cours des derniers 135 000 ans. A l'exception des derniers 12000 ans, les périodes tempérées apparaissent singulièrement réduites. Aucun des interstades reconnus dans les abris n'apparaît pendant tout le Würm supérieur. Le Würm inférieur,

complexe, présente des oscillations froides et tempérées fraîches le plus souvent puisqu'apparaissent à plusieurs reprises (Saint Germain I et II) des associations à bouleau épicéa et pins, associations qui, compte tenu de l'étagement altitudinal devaient en Forez, être relayée par des associations à caractère subalpin ou alpin. Dans ces conditions, la pédogénèse ne pouvait qu'être une pédogénèse en milieu frais de type Ranker plus ou moins podzolique. Seul, le plus ancien de ces réchauffements, entre 95 000 et 130 000 ans présente un faciès véritablement chaud, bien que coupé d'oscillations froides très marquées dès 115 000 B.P.

En résumé, seules deux périodes semblent avoir permis le développement de sols comparables à l'Actuel. L'Holocène et la période 115 000-130 000 ans; les autres réchauffements ne semblent avoir permis, au mieux, que le développement d'une pédogènese comparable à celle de l'étage subalpin actuel. Il est donc assez vain de rechercher en altitude des paléosols inerglaciaires évolués élaborés depuis la fin de la glaciation dombiste, avec une production significative d'argile et le développement d'horizons différenciés.

Les indications des pédologues et notamment de SOUCHIER (1971) et les observations sur les sols actuels du Forez sont les seules données susceptibles d'étayer une réflexion.

Sur les moraines les plus fraîches, comme sur les formations de pente d'altitude, le développement des sols reste réduit à la fois en épaisseur (0.8 m au plus) et en évolution (stade des sols ocreux ou rankers). Cette valeur est même rarement dépassée à plus basse altitude sur les matériaux alluviaux. (Vallée du Rhône, P. MANDIER, 1984).

Le taux d'entrainement des argiles reste faible: dans l'horizon B_s des sols ocreux, l'argilification n'atteint pas 8% le plus souvent, et 2% dans les podzols. Dans les sols brun-acides, ce pourcentage s'élève au plus à 10-12%. Encore s'agit-il là d'argiles granulométriques et non d'argiles minéralogiques dont le pourcentage peut être notablement plus faible. L'évolution des minéraux primaires reste modérée: l'enrichissement en quartz est faible, les feldspaths potassiques sont intacts, les biotites encore présentes dans la proportion de une sur deux. Seul le pourcentage de plagioclases décroît notablement, mais seulement dans l'horizon A: ils restent bien conservés dans l'horizon B qui est, en général, le seul conservé dans les sols fossiles. Les minéraux argileux se résument aux chlorites et, dans le meilleur des cas, aux interstratifiés irréguliers de type 10-14 ou 14-14. Le stade des interstratifiés réguliers et, à fortiori, celui des illites et smectites n'est pas atteint en quantité notable.

En supposant une durée un peu plus longue pour un interglaciaire Riss-Würm, le sol correspondant, surtout s'il a été tronqué ultérieurement ou fossilisé, a peu de chances de pouvoir être repéré sur le terrain autrement que par **l'analyse détaillée des variations des minéraux primaires et la micromorphologie.** La structuration par le gel, pendant la crise würmienne, plus durable que l'interglaciaire précédent peut détruire par cryoturbation l'organisation du sol. Le seul critère de reconnaissance reste alors la présence d'argillanes disloqués, scellés sous un dépôt ferrigineux traduisant la migration du fer.

Dans ces conditions, il ne faut pas imaginer le paléosol interglaciaire sur granite à 1000 mètres d'altitude comme un sol épais et évolué, tel qu'il peut être à plus basse altitude. **Il n'est donc pas possible de tirer argument de l'absence de paléosol épais dans les formations de pente pour attribuer au Würm la totalité des formations de pente.** Une étude systématique des variations de la teneur en minéraux dans les coupes s'impose pour pouvoir progresser dans les conclusions sur ce sujet.

5.2. LE DOMAINE AUVERGNAT

L'enseignement des régions auvergnates est plus limité qu'on ne le souhaiterait pour l'établissement d'une chronostratigraphie régionale. Cette étude peut être menée à partir des travaux des palynologues et du travail d'Y.VEYRET (1981) complété par les travaux de J.VAN DORSSER (1982) et B.VALADAS.(1984)

5.2.1 Le Würm et le Tardiglaciaire.

En Auvergne, Y.VEYRET (1981) admet un déglacement assez lent interrompu par des récurrences, notamment les stades de Lanobre, La Pradelle, Anglards, sites de basse altitude en Artense occidentale. Un phénomène analogue dans le Cantal serait constitué par le stade de Neussargues. Ce stade est important puisqu'une amorce de débordement sur le plateau est marqué par des bourrelets en bordure des vallées. A l'Ouest du Cantal, deux épisodes distincts sont également identifiés: un épisode tardif où les glaciers de vallée sont isolés succède à un englacement plus généralisé.

Dans tous les cas, Y.VEYRET attribue au Würm III l'avancée maximale des glaces. Cette position n'est pas celle de J.VAN DORSSER (1982) qui attribue un englacement plus étendu au Riss sans toutefois que des arguments précis de datation soient apportés. La phase de récurrence est attribuée au Würm IV voire au Tardiglaciaire sur la base d'une datation absolue dans la vallée de la Santoire (2). Cette datation effectuée sur tourbe donne un âge de 13580 $\pm$250 B.P., niveau placé sous une moraine.

Les résultats des analyses palynologiques montrent également un retard de la colonisation par rapport aux Alpes. Selon DE BEAULIEU (1977), "contrairement au milieu alpin, le recul des steppes et des pelouses a eu lieu très progressivement, durant tout le Tardiglaciaire."

(2) p 303.

Ces deux types d'arguments conduisent Y.VEYRET à envisager un englacement tardif et prolongé au Tardiglaciaire.

Le Nord du Cantal et l'Aubrac ont fait l'objet de prospections palynologiques par DE BEAULIEU PONS ET REILLE (1982) d'une part, LANG et TRAUTMANN (1961) d'autre part. (Fig.16.11 et 16.12)

Des spectres **interglaciaires** apparaissent à deux reprises, notamment à la Taphanel et au Mont du Belier. Dans ce dernier site, des argiles varvées interglaciaires et würmiennes, épaisses de plusieurs mètres, surmontent des sables argileux interglaciaires ce qui laisse supposer que le site est, au moins partiellement, déglacé pendant le Würm. La certitude n'apparaît que pendant le Dryas ancien où tous les sites sont déglacés, avec une végétation de pelouse, de steppe à armoises.

La contradiction avec les données du datage de Lugarde sont clairs: la période du Bölling, marquant le début du réchauffement avec le développement de Juniperus en altitude. Ce développement n'est guère compatible avec la présence d'une langue de glace à proximité immédiate du site, en contrebas dans la vallée de la Santoire.

L'examen du diagramme des Sahliens en Aubrac par LANG et TRAUTMANN (1961) montre une séquence tardiglaciaire bien développée, représentée par 3.7 m de sondage. Le début de la sédimentation tourbeuse apparaîtrait autour de 17000 B.P., ce qui suppose à tout le moins, un déglacement complet de l'Aubrac dès cette date. A 13 000 B.P. la végétation conserve certes un caractère froid, mais est constituée d'une steppe à bouleaux avec une progression forestière. Elle ne semble pas correspondre à une récurrence glaciaire.

Si le retard de la reconquête de la végétation dans le Massif Central est un fait observable sur tous les diagrammes, il n'est pas certain qu'il faille l'imputer à un prolongement des climats périglaciaires sur cette région.

La lenteur de cette reconquête peut s'expliquer par un climat particulièrement venteux sur des hautes terres étendues, sans que les températures soient plus basses dans les Alpes. Il faut également tenir compte de la nature du terrain, acide, sableux, moins favorable à la recolonisation que les calcaires et les marnes. La lenteur de la reconquête végétale des socles englacés, raclés, ou décapés par la dynamique périglaciaire est un fait bien connu en Arctique.

On ne peut donc sans réserves admettre une récurrence glaciaire tardive en Auvergne qui opposerait son histoire à celle d'autres massifs mieux connus comme les Alpes sans arguments plus solides.

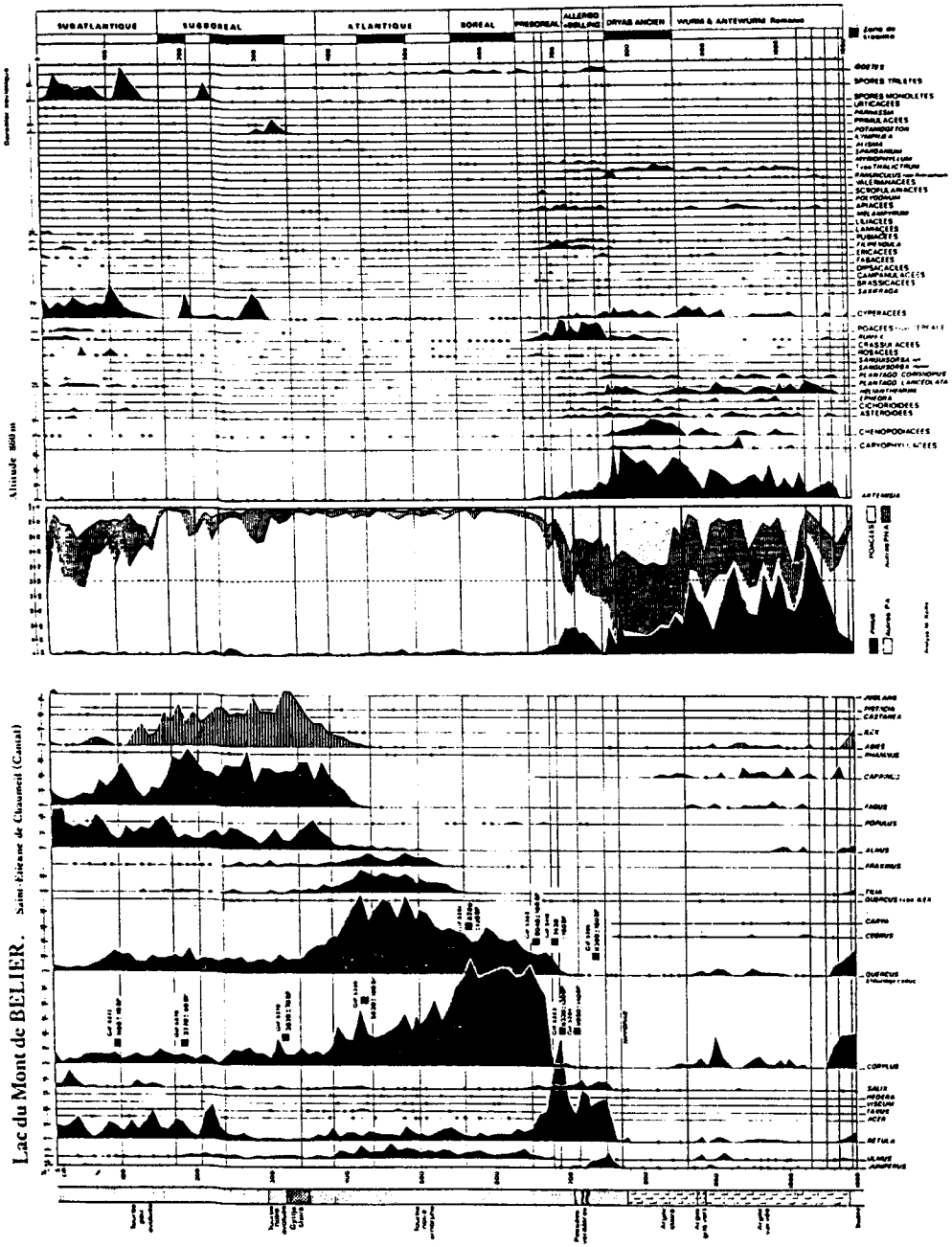


Fig. 16.11. DIAGRAMME POLLINIQUE AU MONT DU BELIER (D'APRES DE BEAULIEU, PONS ET REILLE, 1982)

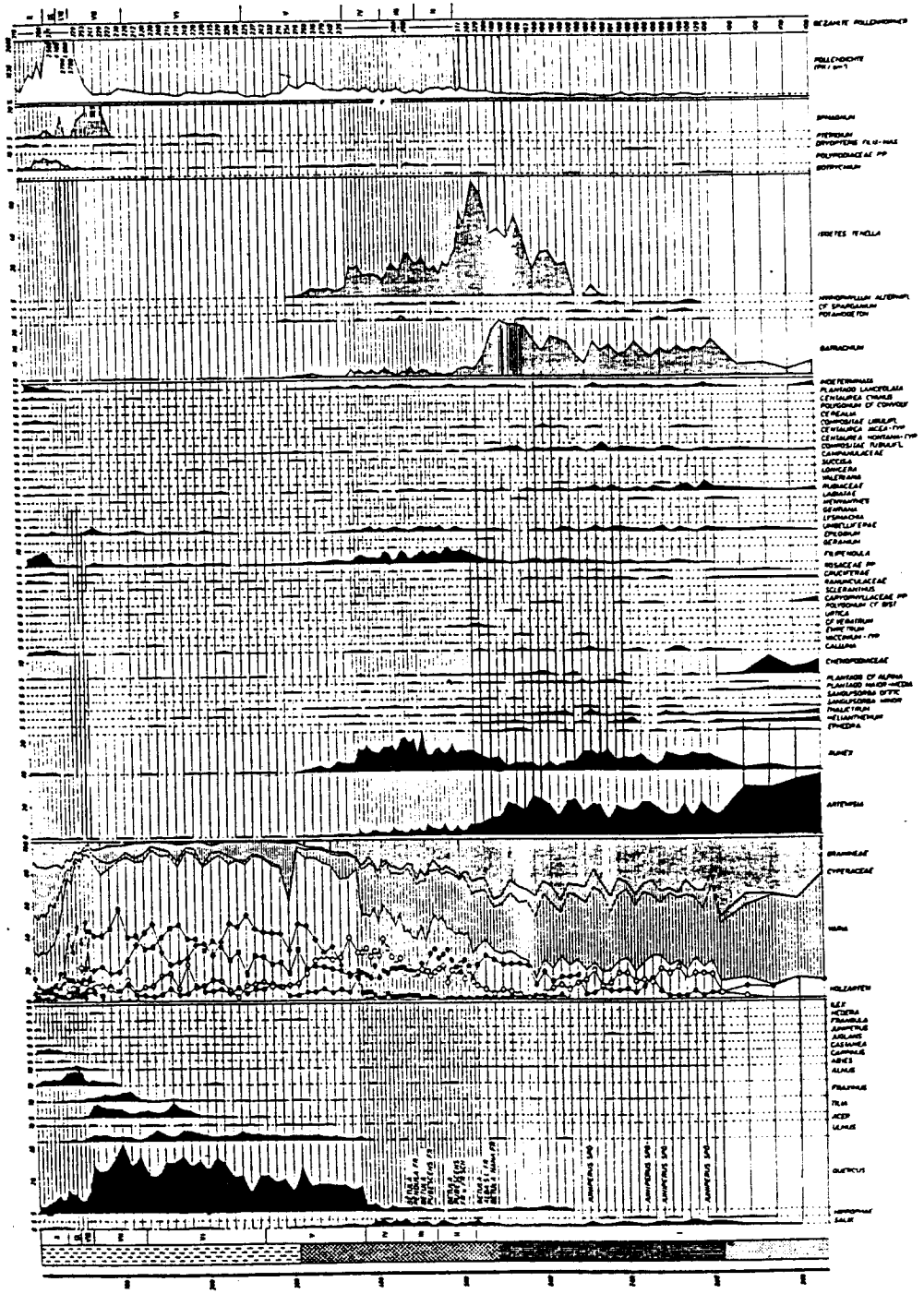


Fig. 16.12. DIAGRAMME POLLINIQUE AUX SAHLIENS (D'APRES LANG ET TRAUTMANN, 1961)

5.2.2. Les crises pré-würmiennes

Trois secteurs fournissent des indications d'intérêt inégal sur les crises préwürmiennes.

En Aubrac, M.POIZAT (1973) admet deux glaciations autonomes séparées par un interglaciaire. Des moraines externes comportent un cortège de minéraux argileux évolués à kaolinite et interstratifiés. La ceinture interne ne comporte la kaolinite qu'à l'état de traces l'essentiel étant l'illite et la miculite.

Ces deux arcs remanient des altérites inégalement évoluées, correspondant à des interglaciaires d'inégale durée ou d'agressivité différente. Cette chronologie est mise en doute par Y.VEYRET qui voit plutôt là la succession d'un Würm ancien et d'un Würm récent. Cette interprétation est en contradiction avec ses propres conclusions, puisque l'auteur affirme que le Würm récent est partout le stade maximal d'avancée des glaces: rien ne vient expliquer le fait que le Würm ancien soit plus étendu en Aubrac. Cette interprétation pose le problème de l'éventualité d'une altération pendant le Würm: ce problème ne peut être résolu sans faire appel à la connaissance des interstades et de leur durée.

Il y a contradiction à attribuer à l'Holocène une altération qui ne dépasse pas le stade de la chlorite et des interstratifiés irréguliers d'une part, et à attribuer aux interstades würmiens, moins longs et plus froids, une altération à illite dominante, c'est-à-dire plus évoluée, exigeant un délai plus long, et/ou des températures plus élevées. L'admettre revient à nier la distinction entre interstades et interglaciaires, puisque c'est admettre, au sein du Würm, des réchauffements plus longs et plus chauds que l'holocène.

Dans ces conditions, il faut avouer qu'il y a en Aubrac, de fortes présomptions pour l'existence de deux glaciations autonomes, distinctes, l'une würmienne, l'autre antérieure, sans plus de précision. Le parallélisme entre les cortèges minéralogiques des moraines de l'Aubrac et du Forez est suffisamment marqué pour que ces conclusions soient méditées.

Le Cantal offre la possibilité de soupçonner l'existence de deux glaciations distinctes. La découverte de nappes fluvio-glaciaires de plateau, voire de moraines à Valuéjols à 1100 mètres d'altitude, est signalée par A.DE GOER (1971): des considérations dynamiques interdisent de faire de ces témoins un stade würmien.

Dans le bassin d'Aurillac, Y.VEYRET (1981) attribue à un épisode préwürmien la formation de Tronquères, moraine arquée de grandes dimensions

à l'Ouest du confluent de la Cère et de la Jordanne.

L'altération de la nappe est notable avec des patines phonolitiques de 2 à 3 cm d'épaisseur. En contrebas, le niveau du Bousquet se différencie pétrographiquement du précédent: il correspondrait à une autre moraine.

Les terrasses fluvio-glaciaires en aval des moraines würmiennes présentent des cortèges minéralogiques très différents où l'illite domine. Elles sont plus récentes que les moraines du Bousquet ou de Tronquères. C'est donc au moins **quatre** avancées du glacier séparés par au moins **un interglaciaire de longue durée** qu'il faut admettre.

Les conclusions de J.VAN DORSSER (1982) diffèrent sensiblement de celles d' Y.VEYRET et conduisent à multiplier les stades glaciaires.

Pour J.VAN DORSSER, la vallée de la Cère comporte trois arcs morainiques à Carnéjac, Arpajon et le Bousquet. Un système analogue se développe sur la Jordanne à Saint Simon, au camping d'Aurillac, au Bousquet. Sur l'Authre, deux arcs proches sont reconnus à Jussac, un en amont de Marmanhac, et en aval, de la moraine a été reconnue à Espinassol, équivalent de celle du Bousquet. Si l'on tient compte de la moraine de Tronquères, c'est **cinq moraines** successives qu'il faut reconnaître.

Il n'entre pas dans le cadre de ce travail de discuter ces diverses corrélations: les remarques qui suivent n'ont d'autre but que de montrer la complexité des faits.

Il faut placer, entre les moraines les plus externes, Espinassol, Le Bousquet, et les plus récentes, Marmanhac, Carnéjac, **au moins une, peutêtre deux crises glaciaires majeures.** Il apparaît également que **nulle part, l'extension des glaces n'est maximale lors de la dernière crise:** dans le cas où l'on attribuerait au Würm III les moraines de Carnéjac, Jussac, il existe un épisode un peu plus étendu, Jussac-Arpajon, en avant, mais très en retrait par rapport aux moraines dites "externes" de Bousquet. **Il existe enfin une moraine "de retrait" (Y.VEYRET,1981) en arrière, trop proche pour être considérée comme le seul résultat d'une récurrence tardiglaciaire, mais de volume nettement moindre que la précédente.** Au moins, deux interglaciaires sépareraient trois glaciations distinctes, dont certaines seraient complexes.

Le massif du Mont Dore se prête moins à de telles reconstitutions. A.BRUN (1971) fait de la coupe de la Tache un stratotype Menapien où un cailloutis morainique correspondrait au Günz II. On ne peut ici que s'associer au doute d'Y.VEYRET à la fois sur le caractère morainique de l'affleurement et sur la

difficulté de reconstitutions paléoclimatiques anciennes sur un stratovolcan en activité.

Le domaine auvergnat ne nous est malheureusement connu que par ses manifestations glaciaires ce qui est insuffisant: certes, B.COQUE, B.VALADAS, B.VAN VLIET LANOE (1982) ont montré l'existence de plusieurs générations de formations de pente périglaciaires dans la coupe de la Pinède en Margeride. Mais les corrélations proposées avec l'Europe septentrionale ne le sont qu'à titre d'hypothèse.

5.2.3. Conclusion au domaine auvergnat.

Nulle part, la précision de la chronologie rhodanienne n'est atteinte en Auvergne. Une étonnante convergence des faits mérite pourtant d'être soulignée.

Il existe des moraines anciennes, altérées, partiellement démantélées, raccordées à des nappes fluvio-glaciaires perchées: *elles ne peuvent qu'appartenir à une ou plusieurs glaciations anciennes, plus étendues que les récentes.Le rapprochement* ***avec les moraines externes du Forez s'impose.*** *Les auteurs, à l'exception d'Y.VEYRET les considèrent comme pré-würmiennes.*

Il existe des moraines internes qui constituent le plus souvent un ou deux arcs volumineux partout présents. *C'est l'ensemble le mieux conservé, corrélé avec les nappes alluviales récentes, dans l'ensemble peu perchées, de 20 mètres au plus. L'altération est toujours peu importante, encore que les mesures soient fragmentaires et peu cohérentes entre elles. La datation le plus souvent proposée est le* ***Würm:*** *on voit là deux stades d'une même glaciation, correspondant au pleni-glaciaire supérieur et au pleni-glaciaire inférieur sauf J.VAN DORSSER qui ferait de la plus en aval une moraine pré-würmienne en se fondant sur des considérations dynamiques du glacier. La correlation avec les moraines internes du Forez, Les Champas, s'impose.*

En arrière l'existence d'un "stade de retrait" assez énigmatique est générale. *Il est signalé dans le Cantal par Y.VEYRET dans la vallée de la Santoire, dans l'Aubrac par M.POIZAT et C.ROUSSET (1975) dans les Monts Dore par Y.VEYRET. Il correspond assez bien au stade de retrait défini en Forez (B.ETLICHER,1980) tant sur le plateau que dans les vallées. De volume très inférieur au précédent,* ***il correspond à une réduction de l'englacement de l'ordre de moitié dans tous les massifs.*** *Il est attribué au Tardiglaciaire par Y.VEYRET*

mais les stades tardiglaciaires définis dans les Alpes et les Pyrénées n'ont pas cette extension.

Deux conceptions de la glaciation würmienne s'affrontent dans le Massif Central: dans l'une le Würm est complexe, comprend deux maximas proches et une récurrence très importante dont on ne trouve pas l'équivalent dans les Alpes; dans la seconde, le Würm est une glaciation réduite, qui a suivi une glaciation plus étendue, complexe, ou même plusieurs glaciations distinctes, toutes plus étendues. Dans cette conception, le Würm apparaît une crise relativement mineure dans son extension. La présence de stade de retraits glaciaires, au pied des plus hauts sommets du Cantal, vers 1700-1800 mètres d'altitude, mis en évidence par B.VALADAS (1984) est un argument pour faire du pseudo "stade de retrait" le ou l'un des maximas du complexe würmien.

5.3. L'ENSEIGNEMENT DU VELAY.

L'environnement quaternaire du Velay a fait l'objet d'études nombreuses, sédimentologiques et palynologiques. On peut attendre, dans cette région géographiquement proche, des renseignements utilisables pour l'établissement d'une chronologie.

Malheureusement le Quaternaire du Velay est surtout connu par les formations de pentes dont le caractère périglaciaire est discuté. (P.BOUT,1950 et 1979; M.BOIVIN et A.GOURGAUD,1979). Deux périodes ont fait l'objet de travaux: le pléistocène supérieur par les préhistoriens et le pleistocène inférieur et moyen par P.BOUT.

5.3.1. Le pléistocène supérieur et l'Holocène.

L'essentiel de nos connaissances se trouve résumé par E.DEBARD et F.MOSER (1977) dans un article de synthèse sur la fin de la crise würmienne à partir des abris sous roche.

A une période froide, rigoureuse, centrée sur 21500 $\pm$700 B.P. succèdent plusieurs oscillations tièdes et froides jusqu'à l'Alleröd qui marque la fin des grands froids en Velay. La courbe, établie à partir des abris, n'est pas obligatoirement représentative des conditions qui peuvent régner en site découvert, plus en haut en altitude; aussi ne convient-il d'accorder qu'une importance limitée aux notations détaillées de cette séquence. Tout au plus convient-il de noter que l'on peut opposer un Würm III froid et humide, à un Würm IV plus sec.

Fig.16.13. LA FIN DU WURM EN VELAY (D'APRES DEBARD ET MOSER, 1977)

5.3.2. Le Pléistocène inférieur et moyen.

Le Pléistocène inférieur et moyen nous est connu par l'analyse des dépôts de pente cartographiés par P.BOUT (3). Ces dépôts sont piégés sous des laves à Vazeilles, sur les flancs de la Denise, à Soleilhac. Les nouvelles interpréations de G.CAMUS (1980) en font des manifestations phréatomagmatiques de type Lahar. Les dépôts cartographiés de manière identique dans les massifs du Meygal et Lizieux ont fait l'objet d'un examen plus récent: leur caractère périglaciaire n'a pu être établi.(G.DUMAS,1982).

Parmi ces dépôts, la coupe du Pertuis montre un dépôt cimenté, à fort pendage, où alternent lits de cailloux et brèches basaltiques et phonolitiques. L'absence de basaltes sur le versant exclut d'en faire de simples dépôts de pente périglaciaires: une origine liée à des projections paraît plus vraisemblable. Aucun faciès classique des dépôts périglaciaires n'a pu être observé: ni lits de cailloux en dallage, ni blocs relevant du nez, ni cryoturbations. Le dépôt ne comporte pas de coiffes limoneuses, ni aucune figure de structuration par le gel. La forme même des blocs n'évoque nullement un débitage par le gel.

Il est difficile de fonder une chronologie sur de tels dépôts.

5.3.3. Les observations nouvelles.

Le lever géomorphologique d'une partie du massif du Meygal-Lizieux a cependant permis d'établir qu'il existait plusieurs générations de formations de pente périglaciaires en Velay. Trois coupes méritent une attention particulière et ont une portée générale.

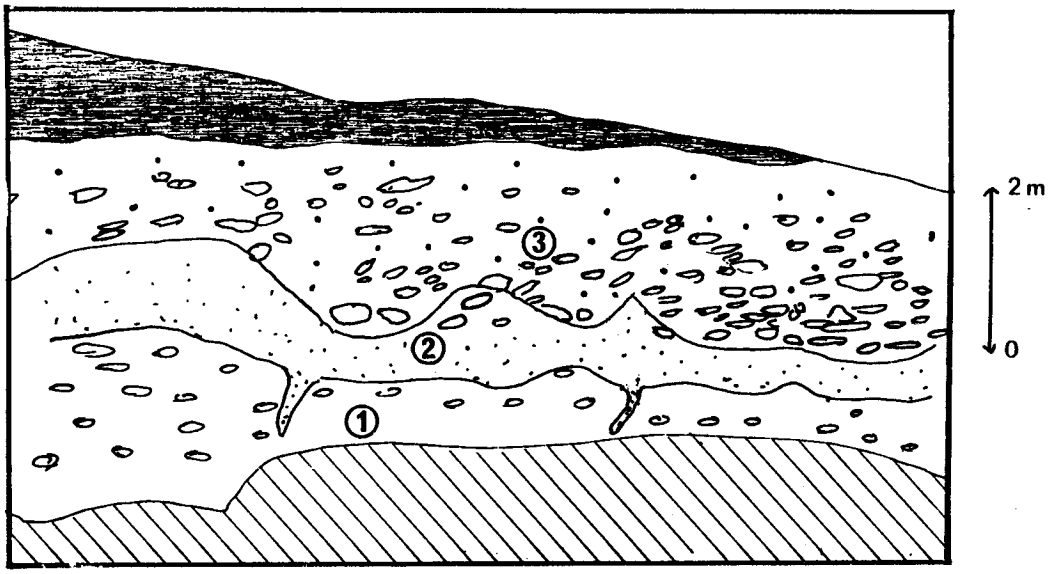
La première est localisée sur la commune de Retournac sous le signal de Miaunes, à 850 mètres d'altitude.

Sous la corniche phonolitique, on observe un clapier classique identique à ceux décrits par B.VALADAS (1984). Une route récemment ouverte recoupe l'ensemble de la formation de pente en contrebas du clapier.

- Sur la partie supérieure, la formation est limono-sableuse sur un mètre d'épaisseur. Les blocs ont une taille variable, 0.5 m environ, à patine mince, inférieure à 0.1 mm, en formes de dalles. La matrice n'est pas compactée et ne remanie pas de sédiments tertiaires qui affleurent plus bas sur le versant.
- Sous un niveau oxydé, rougeâtre, une formation identique, plus argileuse apparaît: structurée par la glace de ségrégation, elle est compactée. L'argile est présente en quantité plus importante, le mélange avec le sédiment tertiaire

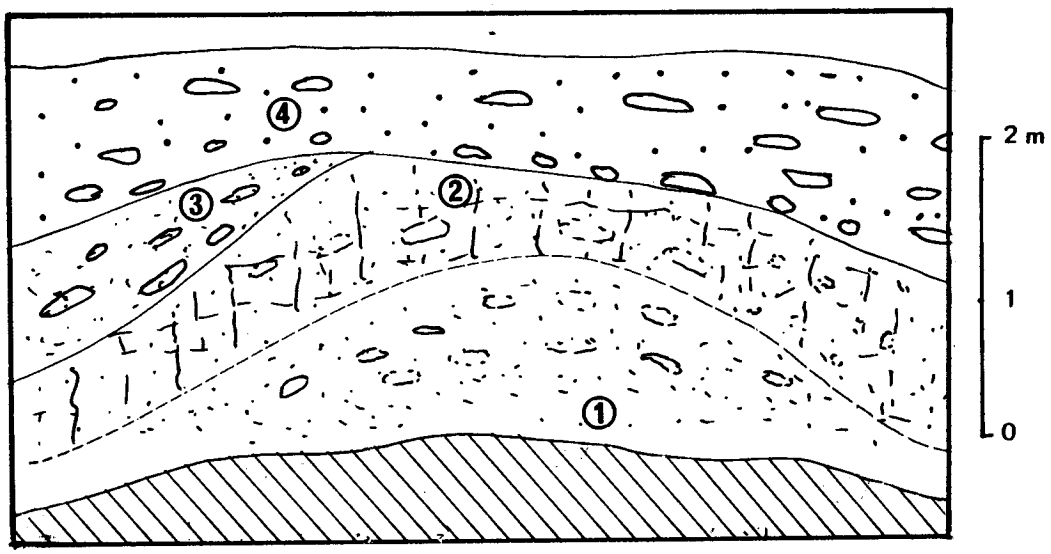
---

(3) Sur la feuille géologique 1/80 000° Le Puy.



1. Convoi à blocs inférieur ,altéré
2. Niveau argileux et limoneux sans blocs et fentes de gel
3. Convoi supérieur à blocs sains.

Fig. 16.14a. LA COUPE DE LA CHAUD DE ROUGEAC



1. Convois à blocs inférieur à cailloux altérés.
2. Paléosol lessivé
3. Convoi à blocs médians : blocs pourris
4. Convoi à blocs sains supérieur.

Fig. 16.14b. LA COUPE DES SAGNOLLES

est révélée par la minéralogie. Les blocs phonolitiques en dalles sont plus nombreux, de même taille et de même forme, mais à patine plus épaisse. (4.5 mm).

- Plus bas encore, la compaction est plus marquée: il est impossible d'extraire les blocs de phonolite au marteau: l'argile représente 30 à 40% de la matrice; les phonolites sont plus petites, 20 cm, ont une patine de 14 à 20 mm, avec une zone externe, blanche,de 2 à 3 mm zone oxydée en profondeur.

La coupe de la Chaud de Rougeac, décrite par G.DUMAS (1982) confirme cette conclusion. La formation de pente est visible sur 3 mètres d'épaisseur. Basaltes et phonolites sont mêlées.

- L'horizon supérieur est constitué de plaquettes posées à plat, localement redressées par cryoturbation. Les basaltes sont sains et les patines minces, inférieures à 1 mm.

- Un niveau sans blocs se trouve en-dessous: le tiers de la fraction inférieure à 2 mm est formée de silts et argiles.

-A la base, une seconde zone à blocs est identifiable: les basaltes sont pourris, les phonolites ont des patines de 4 à 5 mm, la proportion entre phonolites et basaltes est modifiée au profit de ces derniers.

- Des fentes de gel, profondes de 0.5 à 0.6 m se développent au contact des deux formations: elles sont remplies par la formation sableuse moyenne et déformées par la gélifluxion postérieure. Elles témoignent d'une mise en place en deux temps en ambiance périglaciaire.

La coupe des Sagnolles à Saint Julien-du Pinet est la troisième qui sera évoquée.(Fig.16.4b).

Haute de 4 mètres, elle présente également trois niveaux.

- le niveau supérieur ravine fortement la formation sous-jacente. Son épaisseur est variable. Elle se compose de blocs phonlitiques dans une matrice de farine phonolitique et de sables tertiaires. A la base, des indurations ferrugineuses se développent avec une forte compaction. Les galets sont pourris et nepeuvent être dissociés de la matrice. L'argilification reste faible.

- Un ensemble puissant de trois mètres constitue la base de la coupe. L'altération est importante, avec hydrolyse générale du dépôt, disparition des minéraux fragiles de la matrice, mise à l'état de fantôme des blocs à l'exception des phonolites patinées sur 10 mm. Un paléosol se développe à la surface de cette formation: il est épais de 1.3 m et fortement argilifié (35 %) avec une hydromorphie importante.

L'ensemble de ces observations confirme que les apports sur les versants sont multiples, séparés par des périodes de réchauffement et d'altération.

5.3.4. Plusieurs refroidissements de rang glaciaire en Velay

L'examen des éléments qui précèdent montre que plusieurs glaciatiors ont engendré une dynamique périglaciaire en Velay, au moins en altitude.

* **Une crise très ancienne,** très importante par le volume des matériaux

déplacés a été suivie d'une phase d'altération considérable, se traduisant par une hydrolyse des dépôts, une patine des phonolites parfois jusqu'à coeur et le développement de paléosols épais de plus d'un mètre.

* **Des apports plus récents,** connus sur une dizaine de coupes au moins présentent des caractères d'altération non négligeables, pourrissement des galets cristallins, des basaltes, patines de phonolites sur 0.5 cm environ; les figures de cryoturbation sont très fréquentes à leur sommet.

* **Des apports frais,** peu importants en épaisseur recouvrent le tout: ils sont ubiquistes, présentent rarement les cryoturbations et les fentes de gel de l'horizon inférieur. La disposition des blocs en dalles prédomine et les indices d'aplatissement sont plus élevés que dans les autres niveaux. Les patines sont millimétriques.

* **Ces derniers dépôts sont, à leur tour, recouverts par les clapiers ou rivières de pierres** décrites par P.BOUT (1954) et B.VALADAS (1978). Ces derniers sont distincts par la taille des blocs, la forme de ces blocs, la pétrographie, le sens de l'écoulement estimé d'après la disposition des blocs (B.GLIBERTAS,1982). Dans les coupes où peuvent être observées les superpositions, comme la route de Boussoulet à Saint Julien-Chapteuil, la différence de disposition, d'altération, de patine voire de pétrographie est évidente.

L'ampleur des recouvrements périglaciaires caractérise le Velay volcanique. il faut voir là l'effet du comportement morphologique des matériaux phonolitiques et d'une disposition structurale répétée dans tout le massif qui multiplie les contacts entre les laves et les sédiments sablo-argileux.

La région est privilégiée pour la mise en évidence d'une stratigraphie des formations de pente périglaciaire. La fréquence des formations superposées ne souffre ici ***aucune discussion. L'existence de paléosols au sein des formations à blocs ne peut être contestée.*** *Ils sont mieux conservés qu'en matériel cristallin. Les phénomènes de cryoturbation sont très développés même s'ils ne vont pas jusqu'à la formation de pingos évoqués par plusieurs auteurs, (P.BOUT,1950; J.P.LARUE,1979) et dont la présence n'est pas encore démontrée sur le terrain.*

La ***diminution considérable du volume des matériaux déplacés à mesure que les crises froides se succèdent*** *paraît également être un trait d'importance régionale qui pourrait avoir une signification paléoclimatique. Les ultimes manifestations, les plus réduites en volume, de simples retouches, ont donné naissances aux rivières de pierres localisées (4). La convergence avec les chirats ne peut manquer d'être relevée.*

---

(4) mais à l'origine de la littérature la plus abondante....

Chapitre 17
Vers une stratigraphie régionale

L'établissement d'une chronologie des formes et des processus périglaciaires dont l'agencement régional vient d'être précisé, suppose, dans une première étape, la définition d'une stratigraphie régionale et, dans une seconde, une tentative de corrélation avec les chronostratigraphies régionales avoisinantes.

Les difficultés de méthode qui ont été évoquées et qui sont inhérentes à la nature même du terrain ne permettent que d'esquisser ce travail. L'absence de références à ce jour dans d'autres secteurs du Massif Central ne permet guère que de présenter des hypothèses de travail qui devront faire l'objet de confrontations avec les travaux identiques menés et à mener en Auvergne et Cantal notamment. Cette nécessité est d'autant plus impérative que la bordure orientale du Massif Central n'apparaît pas comme la plus propice à l'établissement d'une chronostratigraphie.

Cette stratigraphie s'appuie sur l'analyse d'une série de coupes-types, parmi les plus complètes que peut offrir le terrain étudié. La confrontation des enseignements de ces coupes avec ceux de la glaciation, avec les dépôts torrentiels et fluviatiles, permet d'avancer des propositions cohérentes avec les données connues régionalement. Dans ce but, l'apport du Forez est relativement privilégié par la présence de phénomènes glaciaires associés aux phénomènes périglaciaires.

1. LA STRATIGRAPHIE DES DEPOTS DE PENTE PERIGLACIAIRES.

L'établissement d'une stratigraphie à partir des formations d'arènes remaniées suppose la réapparition, de manière systématique, de constantes dans les faciès observés, leurs caractères granulométriques, minéralogiques, micromorphologiques et structuraux. La valeur stratigraphique de ces variations a fait l'objet de discussions, notamment de la part de J.C.FLAGEOLLET (1976) et A.GODARD (1975 et 1978). L'hypothèse de variations dues à des conditions locales, de sites, d'altération, a été défendue parfois avec vigueur: la démarche proposée ici ne pourra peut-être pas emporter l'adhésion "à priori"; à l'issue des observations, une discussion s'avère nécessaire pour distinguer les caractères de ces formations qui peuvent être imputés aux conditions locales, et ceux qui relèvent de variations climatiques. Cette discussion n'est possible que dans la mesure où ont été définis préalablement les modèles de mise en place de ces dépôts, et où la signification des dynamiques successives de l'arène a été précisée. Il est clair qu'en l'absence de ce travail préalable, toute discussion ne pourrait guère aboutir à des conclusions précises.

1.1. LA COUPE DES CHAMPAS. (Fig.17.1)

Cette coupe a été ouverte en 1982 à l'occasion de la rectification des routes d'accès à la station de ski de Chalmazel. Elle montre une succession de formations de pente en aval de la moraine terminale de la Morte (Les Champas 1.)

Haute de plus de 3 mètres, elle autorise la distinction de plusieurs niveaux:

* à la base, l'arène en place, fortement décapée est issue du granite à biotite avec de nombreux noyaux rocheux.
* L'arène fauchée est visible de manière discontinue, la dislocation de noyaux rocheux incomplètement disloqués est très visible.
* Une arène à blocs, avec des passées lavées très abondantes, de type arène de ruissellement, la surmonte. Les cailloux sont longs de 5 à 10 cm en moyenne, 40 au plus. Cette arène mince, (0.5 à 0.7 m) se termine par une "stone line" visible sur toute la longueur de la coupe. Elle est affectée de cryoturbation dessinant des polygones de pierres de 1 à 1.2 m de diamètre.

Cette structuration est associée en profondeur à une structuration lamellaire sur 0.6 m d'épaisseur. Elle n'atteint cependant pas la base de l'arène à blocs. La surface de cette arène, au niveau de la stone line, ne présente plus cette structuration: les blocs portent leurs coiffes dans toutes les positions, sur la face inférieure, latérale, voire supérieure. La postériorité de la cryoturbation sur la structuration lamellaire est clairement établie: son démantèlement partiel

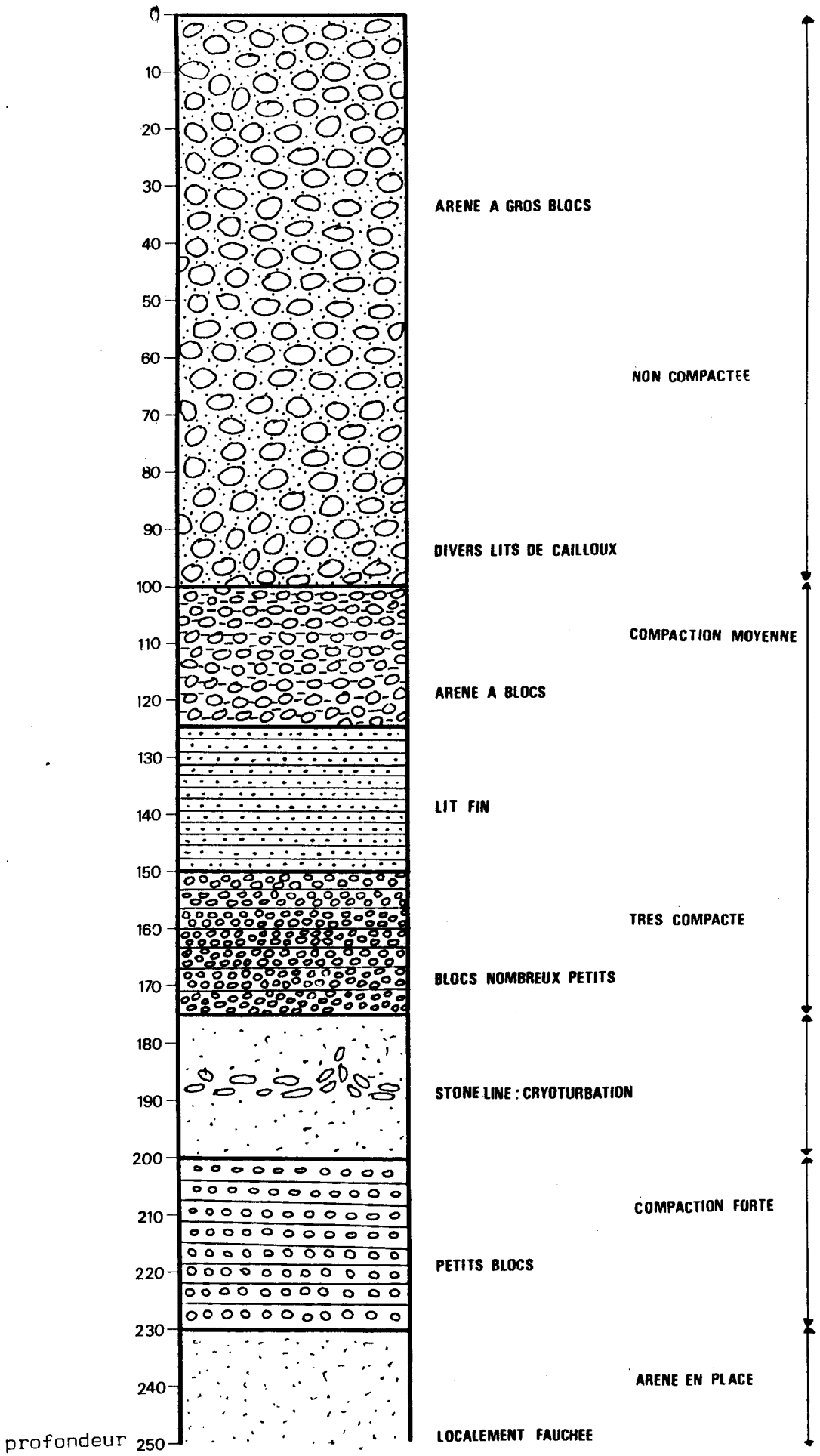


Fig. 17.1. LA COUPE DES CHAMPAS

au niveau de l'horizon cryoturbé en est la preuve.

* Au-dessus de cette coupure fondamentale, une seconde arène à blocs, souvent oxydée et jalonnée de niveaux rouille est formée de petit matériel sur 0.4 m: cette oxydation est imputable à l'existence d'une nappe perchée temporaire liée à la compaction de l'horizon sous-jacent. Des dallages cryoturbés apparaissent çà et là mais de manière discontinue. Cette arène est très fortement compactée.

* Un lit fin de 0.3 m finement lité lui succède; il est compacté comme le précédent.

* Un autre lit, également lité, à compaction diminuant fortement vers le haut fait ensuite transition avec l'horizon supérieur. Les blocs sont plus également répartis.

* L'horizon sommital se compose d'une arène à gros blocs, gélifluée, non compactée, sur 1 mètre environ. Matrice et blocs sont parfaitement sains.

Les enseignements de cette coupe pourraient être les suivants.

La complexité des formations d'arènes remaniées apparaît immédiatement. Outre la coupure arène fauchée-arène à blocs, existe une autre coupure au niveau de la stone-line aussi fondamentale que la précédente.

* **Cette coupure a une signification chronologique** : la cryoturbation qui l'affecte ne peut s'être mise en place qu'à l'air libre et non dans sa position enterrée actuelle sans quoi la stone-line n'exsterait pas: elle résulte de la concentration en surface des blocs par tri. Il faut donc supposer sucessivement, un arrêt de la gélifluxion, l'installation d'un système de sols polygonaux ou striés. **Il s'agit là au sens strict, d'un paléosol périglaciaire.** Il ne doit son originalité qu'à la prééminence des actions mécaniques sur les actions biochimiques. Cette remarque n'exclut pas l'emploi de ce terme dans le sens où l'on parle de sol périglaciaire (sols striés ou polygonaux...)

* **La compaction s'est réalisée en deux temps** séparés: elle est affectée et détruite par la cryoturbation au niveau de la stone-line. Cette disparition ne peut se comprendre dans le cas de la mise en place en un seul épisode:la teneur en fines de cette zone est suffisante pour le permettre. La présence **de coiffes renversées,** suppose que la compaction est antérieure à la cryoturbation. La phase de compaction de l'arène inférieure, moyennement consolidée, est antérieure à la cryoturbation, et à la phase de compaction supérieure . Cette dernière, décroissante vers le haut a été réalisée ultérieurement en régime de pergélisol avec une couche active de 0.8 à 1 m après le dépôt de l'arène à blocs supérieure.

* **Deux phases distinctes, nettement séparées dans le temps, correspondent à la mise en place des deux arènes à blocs.** Ces deux phases font alterner les épisodes de ruissellement, surtout importants dans la première et au milieu de la seconde et de gélifluxion surtout au sommet et à la base de la seconde. Ces

deux phases sont séparées par une période où les phénomènes de cryoturbation, structuration lamellaire, sont apparus, associés à un début d'altération physico-chimique. Une argilification faible est décelable néanmoins.

* Le temps nécessaire à cette succession de dynamiques **ne peut être assimilé à un rythme saisonnier** ou même des oscillations décennales sans qu'il soit possible, à ce stade de préciser davantage.

* L'arène fauchée est bien antérieure à cette séquence car elle se trouve à la base de la formation.

1.2. LA COUPE DU PYFARA

Cette coupe est située à proximité de la ligne de crête sur le chemin d'exploitation forestier à 1380 mètres d'altitude.

1.2.1. Description de la coupe.

Profonde de trois mètres, elle présente la succession suivante: (Fig.17.2)

* A la base, le fauchage de l'arène issue du gneiss oeillé de la couverture leptynique. Cette arène fauchée est riche en blocaille parce que de nombreux noyaux rocheux y sont incorporés.

* L'arène à blocs débute par une formation à gros cailloux altérés au point qu'il n'a pas été possible de les extraire. La teneur en minéraux fragiles est assez faible bien que les plagioclases soient encore présents en quantité sensible.

* Une formation compactée, dure, à gros blocs, apparaît jusqu'à 1 mètre de la surface. L'altération est assez modérée; les polyminéraux présentent leur valeur maximale (63%) ce qui sou ligne une grande fraicheur minéralogique. L'altération croît quelque peu vers le haut (éch. 10 à 8): quartz et feldspaths potassiques augmentent, polyminéraux et biotites décroissent. Le comportement des plagioclases peut paraître en contradiction avec celui des autres minéraux fragiles: ils disparaissent presque au niveau 9 (-1.35 m). L'explication, comme dans d'autres coupes, doit être recherchée dans leur désagrégation sous l'action de la glace de ségrégation dès lors qu'ils sont altérés. Farineux à l'origine, ils sont pulvérisés par le gel en une poudre de la taille des silts, bien inférieure à la taille retenue pour les comptages. En revanche, dans ce faciès, polyminéraux et micas sont assez résistants au gel.

* Une formation à petits blocs, très compactée lui succède: elle tranchegranulométriquement, minéralogiquement avec la précédente. Les polyminéraux baissent à 23 et 30%, les biotites disparaissent, les plagioclases se raréfient.

* L'ensemble supérieur est peu ou pas compacté: il comprend une zone lavée mince, à la minéralogie très fraiche, puis une zone à petits blocs moyennement compactée, présentant une altération modérée.Il se termine par un lit de caillasse, véritable reg de déflation affecté de structurations en polygones.

* Une arène à grandes dalles surmonte le tout, non compactée, à la

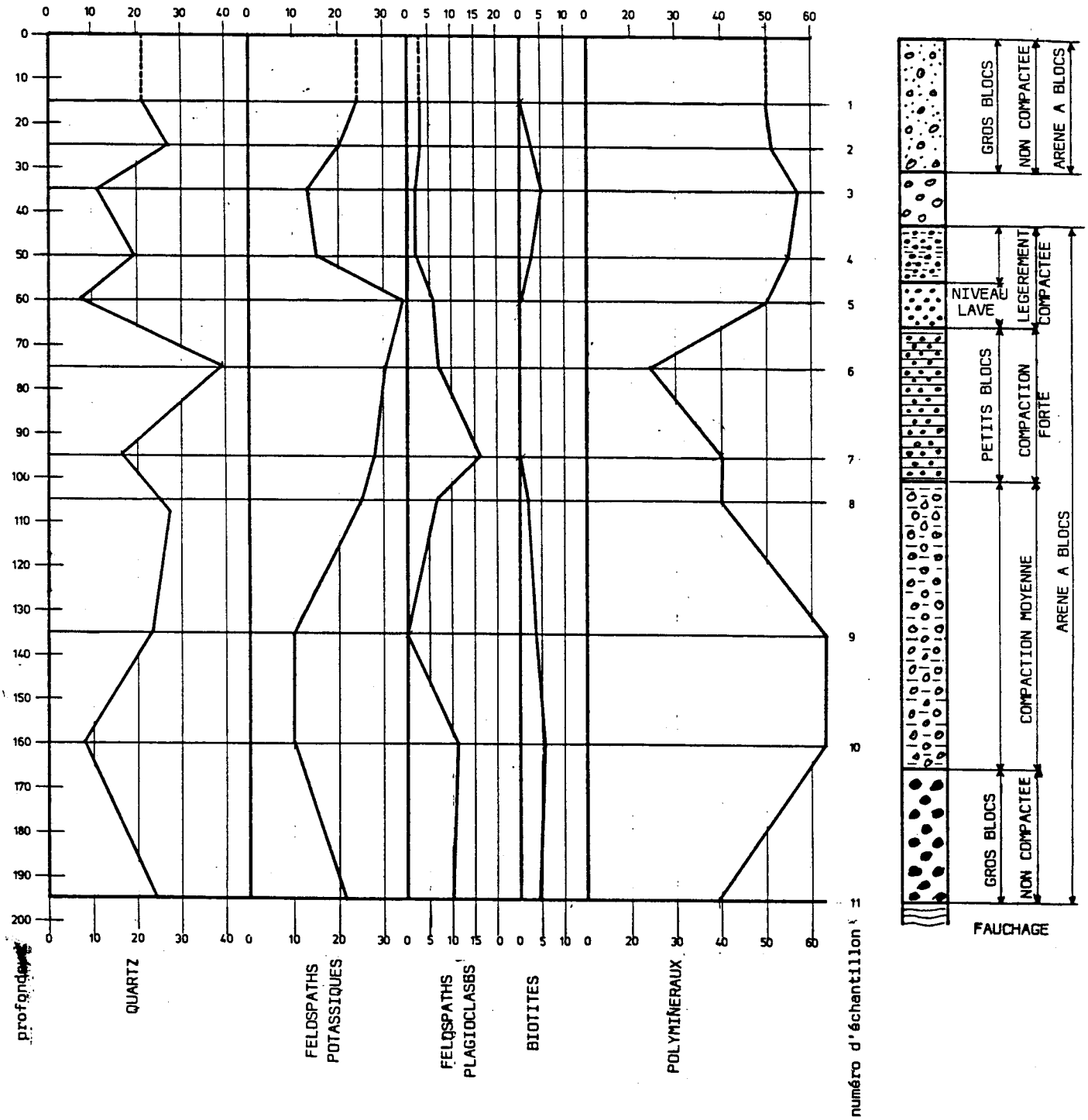


Fig.17.2. LA SEQUENCE DU PYFARA

minéralogie très fraiche sauf dans la partie affectée par la pédogénèse actuelle.

1.2.2. Interprétation de la coupe.

L'interprétation de ces observations pourrait être la suivante:

* **un ensemble inférieur** se distingue au-dessus de l'arène fauchée: il se caractérise par sa compaction générale sauf à sa base; l'étude micromorphologique montre des ponts silteux épais succédant à une illuviation dont on ne trouve pas trace dans l'ensemble supérieur. La taille des blocs décroît dela base vers le sommet alors que l'altération et la compaction croissent.

* **un ensemble supérieur** qui présente une faible compaction générale, des niveaux lités ou lavés nombreux, qui débute par des petits cailloux et se termine par des gros, qui présente une altération plus faible et pas de traces d'illuviations.

1.3. LA COUPE DU COLLET DE DOIZIEU.

Bien que située à une altitude plus faible, elle montre une séquence assez complète épaisse de 2.7 m. Exposée plein Nord, elle est en gneiss leptynique bien que la roche en place soit un micaschiste.

Elle présente de bas en haut,(Fig.17.3):

- Une arène à gros blocs à la base, non compactée, sableuse, fraiche minéralogiquement, épaisse de 0.5 m.
- De 2.2. à 1.5.m , un niveau sableux, lité, exceptionnellement épais, non compacté; il s'agit d'une arène de ruissellement à petits cailloux.
- Un niveau épais à matrice caratéristique de gélifluxion, comportant des petits cailloux où quartz et polyminéraux ont disparu probablement par gélifraction.
- Des niveaux à gros blocs non compactés sans coiffes, posés à plat, épais de 0.8 m .

Comme la précédente, cette coupe montre la prédominance des gros blocs à la base et en haut, des petits au milieu. Il n'y a pas ici de compaction bien marquée.

A proximité de cette coupe, sur deux kilomètres, une coupe peut être observée sur la route forestière du Chirat Rochat. La séquence est comparable, mais la formation inférieure à gros blocs est légèrement compactée et la formation litée inférieure se termine par une stone-line comme à Champas. Les cryoturbations nettement visibles figurent des polygones de pierres déformés par la pente. La partie supérieure commence par un convoi à petits blocs puis

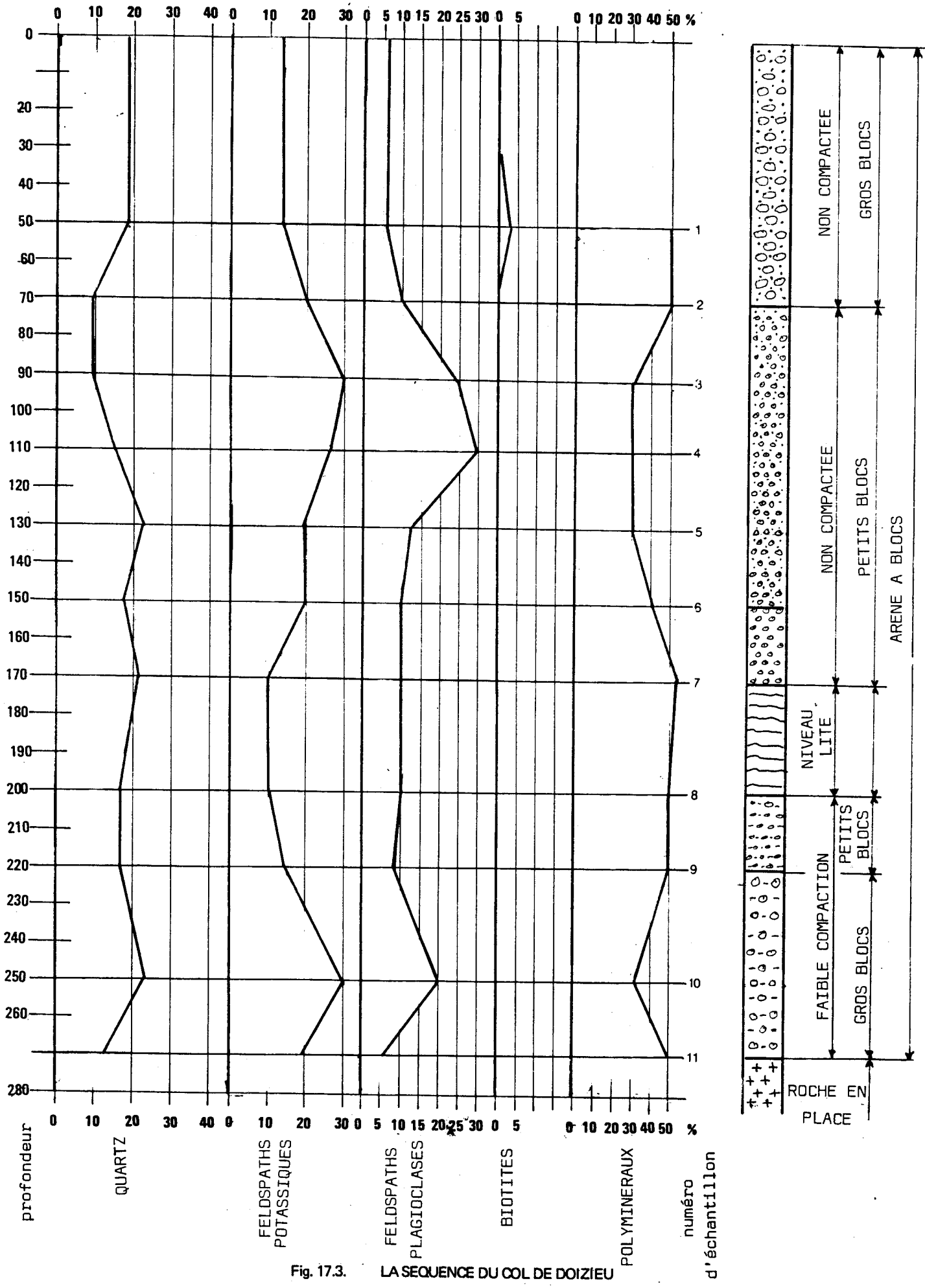


Fig. 17.3. LA SEQUENCE DU COL DE DOIZIEU

se poursuit par des gros blocs passant latéralement par hypertrophie au chirat. **On voit nettement le passage latéral de l'arène à gros blocs supérieure au chirat qui, en s'épaississant ravine l'arène inférieure selon un processus déjà décrit.**

1.4. LA COUPE DU BEAL.

Sa stratigraphie confirme les observations précédentes. Elle se situe au Col du Béal en Forez, à 1360 mètres d'altitude. (Fig.17.4)

- A la base, l'arène en place a un cortège minéralogique très appauvri en minéraux fragiles. Le coefficient d'enrichissement est très important, supérieur à 2.
- L'arène fauchée se développe à 1.8 m, mince, affectée de fentes de retrait dues au gel.
- L'arène à blocs débute par une arène à petits blocs, à compaction moyenne, sableuse. La faible compaction doit être imputée au déficit en fines par déflation éolienne. L'altération est encore importante.
- Le passage à l'arène non compactée se traduit par un hiatus minéralogique: quartz et feldspaths potassiques diminuent, les plagioclases doublent leur représentation. La matrice est litée et les phénomènes de ruissellement contribuent à la dissociation des polyminéraux peu représentés.
- Le lit de caillasse est repérable au sommet de l'arène non compactée. C'est comme ailleurs, le niveau où le cortège minéralogique reflète le plus fidèlement celui de la roche-mère.
- Au sommet, une diminution des plagioclases coïncide avec l'accroissement de la taille des blocs. Elle correspond à la pédogénèse actuelle.

La partie sommitale de la coupe répète les observations faites ailleurs. La position du lit de cailloux semble marquer un arrêt de la gélifluxion et le développement d'éolisations, dans un milieu sec et froid.

L' analyse minéralogique confirme la plus grande altération de la base mais la compaction est peu marquée. Une lacune à la base en proximité du domaine englacé pourrait partiellement rendre compte de ce dispositif.

1.5. LA COUPE DE GIMEL.

C'est la coupe de référence la plus complète.(Fig.17.5a et b)

- L'arène en place est visible à la base: l'altération est diverse selon les fronts de taille. Très importante en 1980 sur le front de taille Ouest (1) où ont été effectués les prélèvements, elle l'est moins sur le front de taille dégagé en 1983 où le granite sain est visible à la base. Cette altération est essentiellement hydrthermale : les argiles verdâtres de type bédeillite, les feldspaths rosés traduisent cette origine.

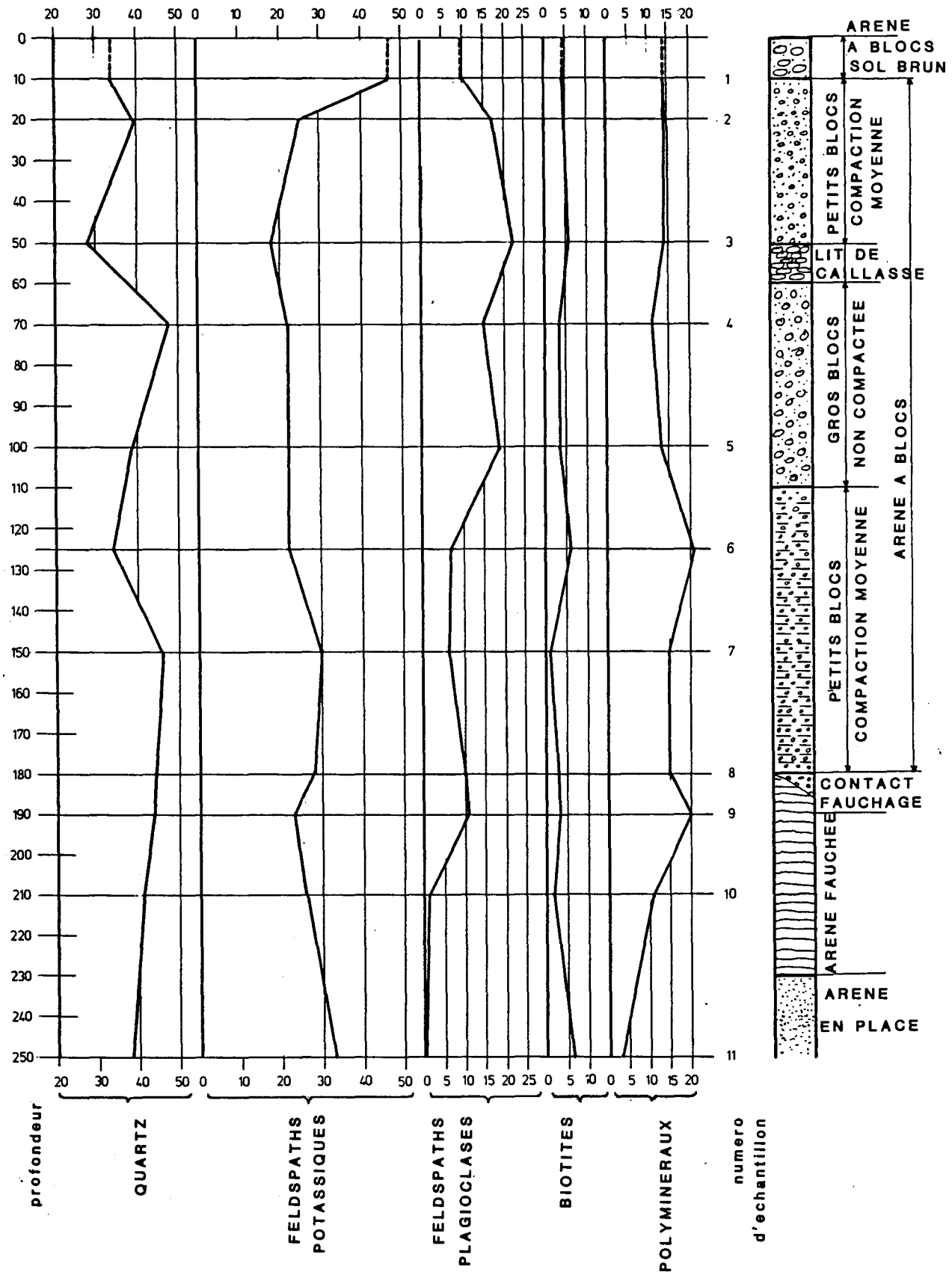
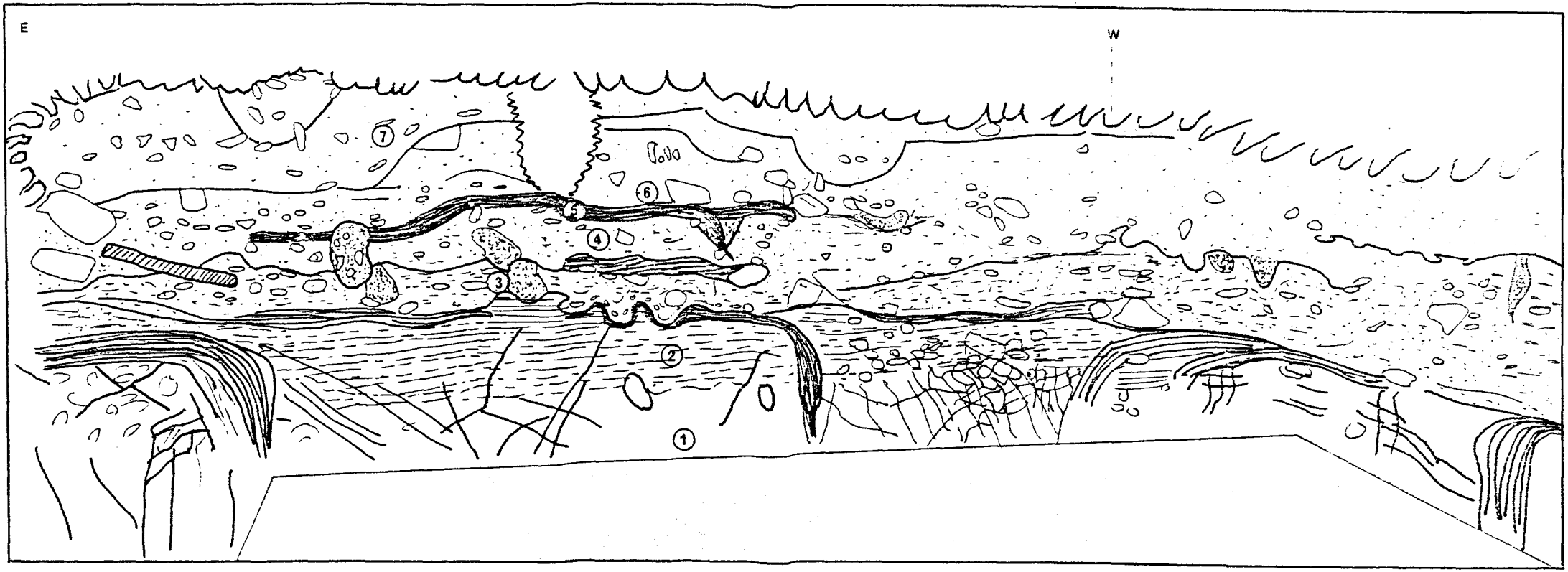


Fig. 17.4. LA SEQUENCE DU COL DU BEAL



LEGENDE.

1. Arène in situ et système de diaclases.
2. Arène in situ feuilletée par la ségrégation de glace.
3. Arène déplacée compactée (crassin) avec semelle limoneuse (C).
4. Arène à blocs moyennement compactée; cryoturbations (B).
5. Niveaux riches en matière organique; fauchages locaux.
6. Arène à blocs de grande taille non compactée (coiffes minces :B).
7. Arène à blocs non compactée: dallages et pédoturbation. (A).

Fig. 17.5a. LA COUPE DE GIMEL

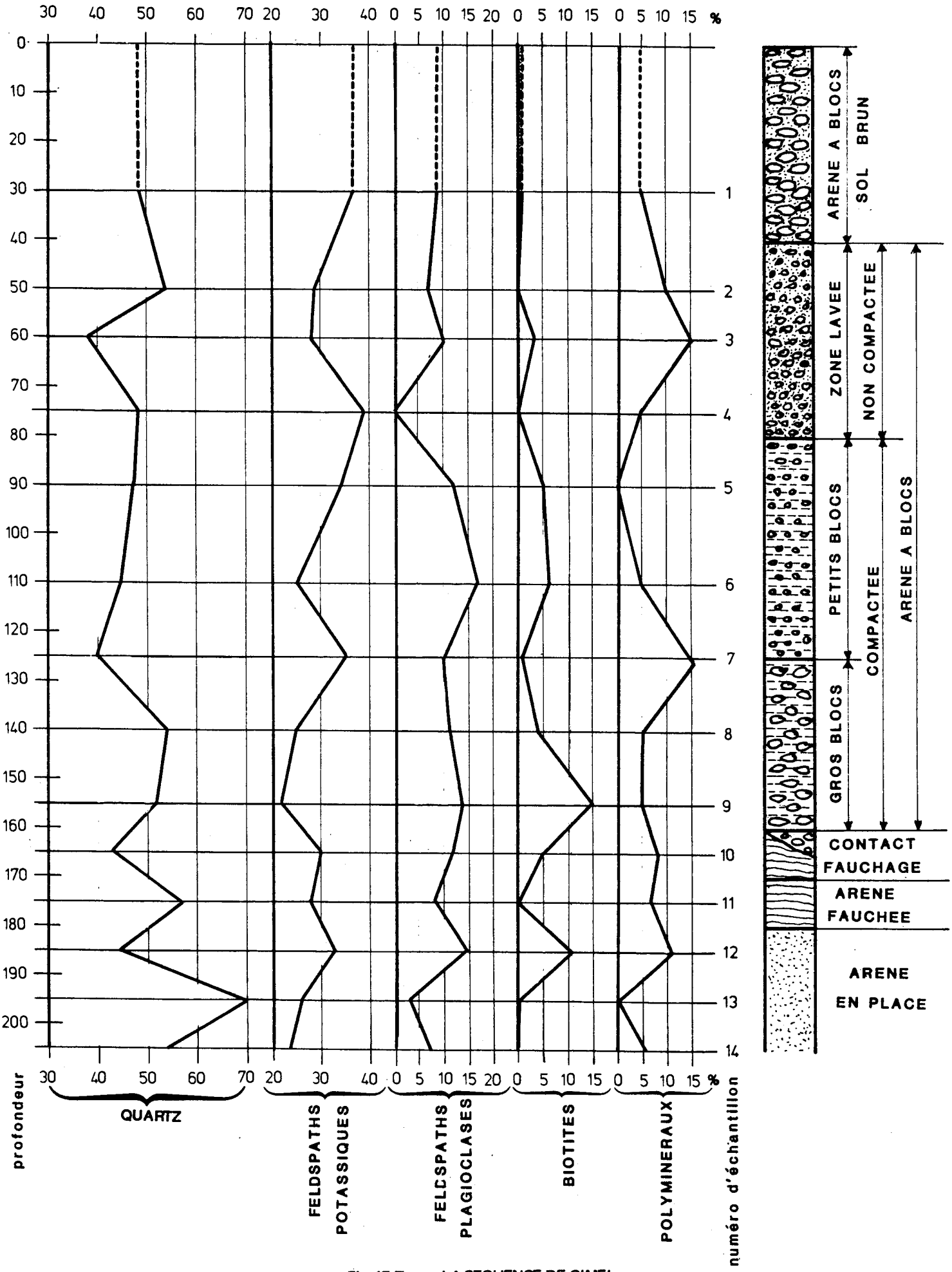


Fig. 17.5b. LA SEQUENCE DE GIMEL

Sur la partie sud (1), l'arénisation est moins développée: elle ne dépasse pas 20 cm d'épaisseur. En revanche, sur 1 mètre, on observe un feuilletage du granite par la ségrégation de glace tout-à-fait spectaculaire. Ce feuilletage qui s'amorce dans la zone de cémentation de l'arène, se poursuit dans le granite pour cesser brusquement, indifférent au réseau de diaclases espacées de 20 à 40 cm et plongeant vers le N.E. La netteté de l'arrêt du phénomène en profondeur est l'indice d'une ségrégation de la glace sous l'action d'un pergélisol. (B.VAN VLIET LANOE,1981).

- L'arène fauchée est bien développée sur 25 à 30 cm. La présence des plagioclases s'explique par la superposition de lits fins nourris par la diaclase argileuse et de lits formés de coiffes silteuses: ces lits miéralogiquement plus frais que les lits argileux atteignent plusieurs millimètres. L'illuviation postérieure est bien exprimée.

- Une arène à blocs compactée apparaît ensuite. Elle est épaisse de 0.8 m sur le front de taille de 1981, mais peut s'épaissir à 1.5 m voire 2 m sur le front de taille sud de 1983. Elle commence par des gros blocs, se termine par des petits. A l'échelle microscopique, la densité plasmique est très importante: les coiffes silteuses envahissent la totalité des lames: cet apport limoneux est probablement éolien; la structure est celle d'une gélifluxion en boulette, suivie d'une illuviation argileuse épaisse. Elle est reprise en une seconde dynamique périglaciaire, essentiellement une structuration lamellaire de type "crassin" particulièrement difficile à pénétrer. Sa minéralogie est délicate à interpréter: les polyminéraux sont peu abondants, 5% ou moins, bien moins nombreux que dans l'arène fauchée: l'action du gel, mécanique, contribue à désagréger fortement les polyminéraux de ce faciès, les expérimentations l'ont montré (2). Les quartz, abondants à la base, traduisent le ramonage de vieux sols; leur concentration diminue rapidement avec l'apport de matériel gélivé; les orthoses augmentent, les plagioclases restent stables avec un ratio de 0.2 à 0.3. Ils résistent assez bien au gel dans ce faciès de granite d'anatexie (2).

Comme ailleurs, l'arène à gros blocs reflète assez fidèlement les pourcentages d'espèces minérales de la roche-mère. L'arène à petits blocs, compactée , présente un spectre voisin mais qui a tendance à évoluer de bas en haut: les minéraux fragiles disparaissent au sommet: l'échantillon 4, au contact avec l'horizon supérieur, présente un spectre appauvri en minéraux fragiles, davantage même que l'arène fauchée. Cette évolution correspond à une augmentation de l'importance des argillanes sur les lames: l'altération est à mettre en rapport avec le développement d'un sol.

- Une arène à blocs lavée lui succède: la gélifluxion est présente et observable sur les lames mais les passages lavés sont abondants à la base de ce niveau de 30 cm à 1 mètre selon les fronts de taille. Le cortège minéralogique, très altéré à la base, devient rapidement beaucoup plus proche de celui de la rochemère. Feldspaths et polyminéraux sont très représentés.

La structure micromorphologique montre deux phases de gel: la première gélifluidale, autour de grains du squelette conduit à l'individualisation de boulettes; la seconde, beaucoup plus sombre, traduit une illuviation de matière organique, dans le contexte d'une pédogénèse acidifiante. Quelques structures de ségrégation de glace, lamellaires, apparaissent, mais de manière beaucoup plus discrète que dans l'horizon précédent. Macroscopiquement, l'ensemble ne paraît pas compacté.

---

(1) La carrière a fait l'objet de nombreux remaniements entre 1973 date de son ouverture, et 1983. Les prélèvements ont été effectués en 1981. La figure 17.5a représente l'état le 11/11/83. Entre ces deux dates, le front de taille ouest a reculé de 10 mètres et s'est approfondi de 3 mètres, un front sud a été ouvert, haut de 5.5 m. Le caractère général des horizons diagnostics définis en 1981 a pu y être mis en évidence.

(2) Ce faciès est analogue à celui de l'échantillon d'arène 2 testé en gélifraction (granite de la carrière des 3 Croix; cf Chap. 11.

- Une arène à blocs à gros matériel couronne la coupe: le cortège en minéraux fragiles est appauvri par la pédogénèse actuelle. Seules les boulettes gélifluidales sont bien développées, il n'y a nulle marque d'illuviation. En revanche, une pédoturbation affecte la partie supérieure de cet ensemble et peut-être la cryoturbation la partie inférieure, beaucoup de coiffes sont retournées.

Macroscopiquement, les coiffes sur les blocs sont minces, ces derniers sont disposés en dallages successifs. Ce sont les seuls à être parfaitement sains, les autres horizons présentent des marques de déferrification à des degrés divers.

Les enseignements de cette coupe complexe sont les suivants:

* L'arène à blocs se divise en trois ensembles:

- un ensemble inférieur fortement compacté, altéré, où des phases de gel successives -au moins deux- ont tour à tour provoqué gélifluxion puis compaction avec apports éoliens. Une illuviation importante, antérieure à la compaction exige qu'entre les deux phases de gel se soit développé un sol avec illuviation d'argile, qui suppose un réchauffement climatique interglaciaire ou interstadiaire.

- L'ensemble médian n'a pas connu le développement de ce sol: il lui est postérieur: les deux phases de gel qui y sont décelées traduisent une gélifluxion rapide suivie d'une compaction modérée en raison de l'insusffisance de la quantité de fines disponibles.

- l'ensemble supérieur n'a connu qu'un épisode de gel bien identifiable. Au contact de ces deux derniers ensembles, l'existence d'une pédogénèse n'est pas à exclure, mais de moindre développement.

* La convergence des données de l'analyse minéralogique et micromorphologique sont à souligner et permet de saisir l'inégalité des divers évenements: alors que la pédogénèse séparant la base de l'horizon moyen est une pédogénèse lessivante, argileuse, supposant un réchauffement long, assez marqué, en tout cas comparable au moins à l'Holocène, les faits sont moins clairs entre l'horizon moyen et supérieur: le diagramme minéralogique confirme ces observations.

* Une incertitude demeure sur l'horizon à apport limoneux: s'il est, au moins partiellement, antérieur à la pédogénèse, rien n'indique qu'il a immédiatement suivi la gélifluxion. La ségrégation de glace importante, contemporaine de la gélifluxion de l'horizon moyen affecte un matériau déjà pédogénétisé et enrichi en fines.

1.6. LA COUPE DE CHORSIN

La coupe est haute de trois mètres et située dans la vallée du même nom à 1050 m d'altitude. Elle domine de 70 mètres l'auge glaciaire et le recouvrement du versant entre en contact avec le matériel morainique.(Fig.17.6)

- L'arène fauchée présente ici une altération ménagée comportant une part notable d'argile (10 %) et une composition minéralogique des sables où les quartz dominent (68 %). A la limite supérieure du fauchage, on assiste à une diminution des plagioclases. L'augmentation des micas à ce niveau n'a peut-être pas d'autre signification que de souligner leur mobilité dans le profil sous l'action du gel. La nature des argiles confirme le caractère évolué de cette arène. (Kaolinite, Gibbsite, interstratifiés)

- L'arène à blocs débute par un lit de gros blocs à la base ; ensuite une formation avec peu de blocs s'étend jusqu'à -1.6 m de la surface. Il s'agit d'une formation très compactée, avec une altération sensible; en micromorphologie, la structure est comparable à l'ensemble inférieur de Gimel. Les blocs se désagrègent entre les doigts et la déferrification est bien avancée.

Le cortège minéralogique évolue de bas en haut: pauvre en minéraux fragiles à la base, à l'exception des biotites, bien représentées tout comme à Gimel, à la base du niveau compacté. En s'élevant, le cortège s'appauvrit en quartz, alors que les minéraux les plus altérables augmentent. Au sommet de la zone compactée, l'altération croît à nouveau: l'échantillon 9 possède à 1.7 m , le cortège le plus évolué de toute la séquence.

- Cette zone compactée est immédiatement surmontée par un banc à gros blocs, formant fréquemment, par sa continuité, une stone-line dessinant des cryoturbations moins bien conservées toutefois qu'au chirat Rochat ou au Champas.

- Au-dessus de cet ensemble, une séquence épaisse de 1 m est constituée à nouveau de petits blocs: elle se divise en un niveau inférieur, légèrement compacté, avec des signes de structuration lamellaire modestes par rapport au niveaux sous-jacents mais réels, sans traces d'illuviation entre la gélifluxion et la structuration lamellaire; l'autre, supérieure, ne présente qu'une seule phase de gel et les blocs ne présentent pas de coiffes macroscopiquement visibles. Le cortège minéralogique est assez uniforme: le ratio des minéraux marque un certain enrichissement en quartz, une juste proportion d'orthoses, un certain déficit de plagioclases (O.8). Seul l'échantillon 3 à 0.65 m tranche de manière assez sensible: les proportions de minéraux de la roche-mère sont ici respectées avec un ratio de 1 pour les 3 espèces minérales essentielles. Associée à une forte augmentation des polyminéraux, ce spectre évoque une désagrégation mécanique intense; ce spectre évoque celui de la moraine latérale toute proche (B.ETLICHER,1977). Les caractères structuraux et l'absence de compaction et d'illuviation rapprochent également ce niveau de la moraine latérale.

- Au sommet, une arène à blocs mince, non compactée, connait la pédogénèse actuelle: le cortège minéralogique s'appauvrit en minéraux altérables vers le haut. Mais l'altération reste beaucoup plus ménagée que dans les niveaux 9 et 15.

L'interprétation de la coupe conduit aux conclusions qui suivent:

* au-dessus de l'arène fauchée, malgré la complexité de la séquence, on peut indidualiser un ensemble compacté, ayant subi deux phases principales

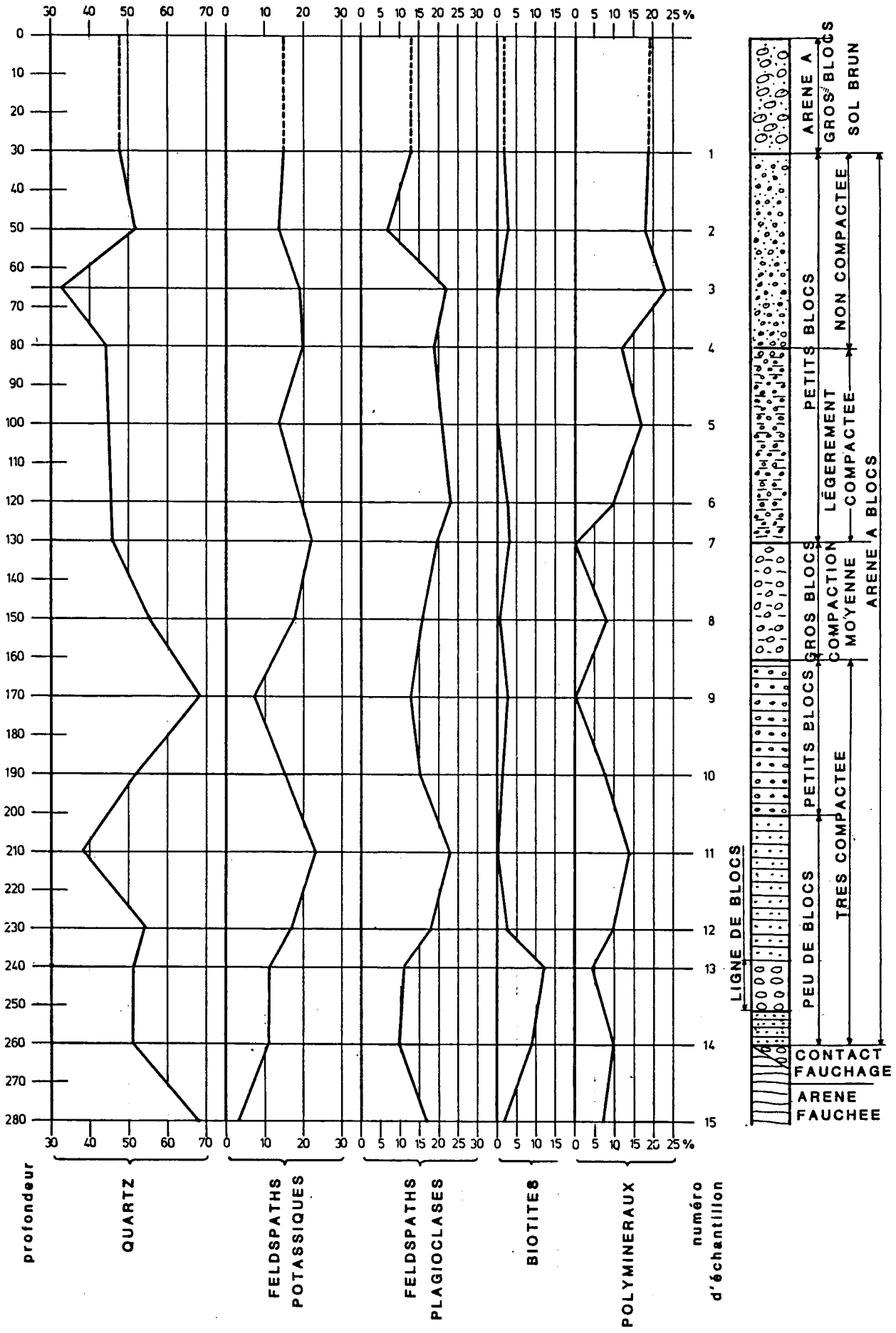


Fig. 17.6. LA SEQUENCE DE CHORSIN

de gel, séparées par une pédogénèse d'un ensemble supérieur, postérieur à cette pédogénèse, qui pourrait s'être mis en place lors de la structuration par la glace de l'horizon inférieur.

* Les relations entre l'arène à blocs et la moraine ne sont pas visibles: les caractères minéralogiques et structuraux de la moraine conduisent plutôt à en faire l'équivalent de la séquence supérieure que de la séquence inférieure. La moraine n'est ni compactée ni pédogénétisée.

1.7. DES SEQUENCES IDENTIQUES

A l'issue de la description des quelques coupes-types retenues, représentatives des dispositions généralement observées, il est possible d'avancer les propositions suivantes.

Les variations de la taille des blocs, de la minéralogie de la matrice, de sa structuration par le gel, sont trop répétées d'une coupe à l'autre pour que l'on puisse leur nier une valeur régionale. D'autre part, les conclusions sur la variation minéralogique des séquences, sont trop concordantes avec les observations micromorphologiques pour s'expliquer seulement par des variations liées à l'alimentation locale: le brassage effectué lors de la gélifluxion s'oppose d'ailleurs à cette interpétation.

Des constantes apparaissent dans les séquences.

*** A la surface, les formations à gros blocs dominent:** elles sont limoneuses, minces, le matériel est sain à la taille des blocs, la matrice est altérée par la pédogénèse actuelle. Ce niveau couronne les arènes déplacées au Pyfara, à Gimel, à Chorsin, à Doizieu, au Béal. On retrouve la même disposition dans d'autres coupes décrites antérieurement comme Les Pinasses-l'Eau Vive, les Trois Croix ... Dans le massif du Pilat, **ces niveaux passent latéralement au chirat, par épaississement jusqu'à 5 ou même 10 mètres de ce niveau qui ne mesure ailleurs que 30 à 50 cm.** En micromorphologie, ce niveau montre une gélifluxion plus ou moins intense suivie d'une cryoturbation rarement visible macroscopiquement (sauf à l'Eau Vive, Pyfara) mais toujours microscopiquement. L'illuviation, toujours brune est en relation avec la pédogénèse actuelle.

*** Sous cette formation,** apparaît une arène à blocs épaisse:
sa compaction est faible ou nulle: les lames montrent une dynamique gélifluidale bien exprimée mais la structuration lamellaire et les coiffes sont souvent antérieures à l'épisode gélifluidal. **Il n'y a pas de récurrence de la phase de structuration par le gel après la gélifluxion.** L'illuviation postérieure peut exister,

mais elle reste faible en général, peu abondante, brune par entrainement de l'humus. Le cortège minéralogique reflète assez bien les proportions de la roche-mère. Il y a certes, souvent, un enrichissement en feldspaths potassiques et un appauvrissement en plagioclases mais de manière modérée. Les ratios sont respectivement inférieurs à 2; 1.5; et supérieurs à O.5 et O.5. Les blocs sont sains ou présentent un faible début d'oxydation. Les épisodes de ruissellement se développent aux altitudes élevées de manière exclusive, aux altitudes moins élevées de manière dominante.

*** A la base de l'ensemble précédent, se trouve une coupure fondamentale.** Elle a **des caractères de paléosol** et correspond à des changements dynamiques, minéralogiques, structuraux de l'arène. La discordance stratigraphique peut être plus ou moins bien exprimée macroscopiquement. **Les formations inférieures et supérieures s'opposent par la taille de leurs blocs, leur disposition, leur structuration lamellaire, la dynamique, le cortège minéralogique, la conservation des blocs.** Cette coupure s'exprime non seulement sur les coupes décrites ici mais également sur celles qui l'ont été dans le cadre des formations d'arènes remaniées (Marlioux, Les Sétoux, Roche-en Forez... **Elle présente un caractère général et systématique.**

*** Les formations inférieures** se caractérisent toujours par **une compaction souvent forte ou très forte.** Les lames révèlent toujours une évolution complexe, polyphasée. Les boulettes gélifluidales sont toujours soumises à une illuviation jaune, argileuse; des coiffes épaisses, plurimillimétriques, recouvrent les boulettes. La proportion de matrice sur la lame peut être assez variable d'un site à l'autre, mais elle est toujours nettement supérieure à celle des horizons sus-jacents. Dans les cas extrêmes, la lame est complètement envahie par la matrice silteuse structurée par le gel. Le cortège minéralogique est toujours plus éloigné des proportions de la roche-mère que dans l'horizon supérieur. Dans les cas extrêmes, il est possible d'observer des traces de pédogénèse. Le taux d'argile atteint 4 à 6 % en moyenne, contre 1 à 2 %. Enfin, ces niveaux comportent des blocs de plus petite taille, à l'exception d'une étroite bande à la base des coupes. Les matrices correspondent au type III (Fig.9.12).

*** Le contact avec l'arène fauchée** se trouve à la base de ce niveau sur les coupes présentées ici mais cette observation n'est pas une règle, le troncage caractérisant l'arène fauchée pouvant être situé en n'importe quel niveau de la séquence.

1.8. CONCLUSION.

La similitude des séquences permet d'envisager l'ébauche d'une stratigraphie des formations des pente.

Dans la suite de ce travail, il est donc proposé de définir:

*- **comme ensemble A,** les niveaux supérieurs non compactés, à gros blocs, où ne peut être décelé qu'une phase de gélifluxion et cryoturbation;*

*- **comme ensemble B.** l'arène à blocs épaisse, à passées lavées et petits blocs où plusieurs phases de gel sont perceptibles sans que des illuviations les séparent toujours clairement. Une subdivision en B_1 et B_2 est possible sur certaines coupes (Gimel, Chorsin, Les Champas) lorsqu'un début de compaction, modérée, apparaît à la base immédiatement au-dessus de la stone-line.*

*- **comme ensemble C** l'arène à blocs compactée, à cailloux altérés et oxydés, enrichie en fines, affectée par plusieurs structurations par le gel séparées par une phase de pédogénèse avec illuviation argileuse jaune.*

*- **comme ensemble D,** les niveaux les plus anciens, caractérisés par la présence de plusieurs illuviations argileuses, rouge ou jaune, séparées par des phases de gel nombreuses, avec importante mobilisation du fer.*

La définition de ces sous-ensembles stratigraphiques n'a pour objet que de faciliter la compréhension de l'étude des corrélations glaciaire-périglaciaire.

2. LES CORRELATIONS GLACIAIRE/PERIGLACIAIRE

2.1. LES OBSERVATIONS.

2.1.1. Les observations à Chorsin.

Dès 1977, il était indiqué que l'arène à blocs venait mourir contre une moraine latérale issue du cirque de Chorsin. Il est donc possible d'assurer que l'épisode du fauchage est antérieur à celui de la moraine. Deux indices permettent d'être plus précis:

- Le premier est le cortège minéralogique de la moraine qui la rapproche des arènes à blocs de l'ensemble A ou B. L'ensemble C possède un cortège sensiblement différent. Celui de la moraine, conforme aux proportions de la

roche saine, traduit l'apport de matériel frais, d'un granite décapé de ses altérites, fourni essentiellement par action mécanique. Il est donc vraisemblable que cet épisode corresponde au sommet d'une séquence ce qui est le cas de B.

- Le second est l'absence de **compaction** de cette moraine: les traces de ségrégation de glace sont réduites et proches de celle de l'ensemble B: les coiffes existent, mais de taille réduite.

Ces deux indices permettent de corréler le **niveau B de l'arène à blocs et le maximum 2 des moraines glaciaires du Forez.** A titre d'hypothèse de travail, il serait même possible, quoique avec un moindre degré de certitude, de proposer une corrélation avec B_1, niveau le plus proche par ses caractères minéralogiques et micromorphologiques.

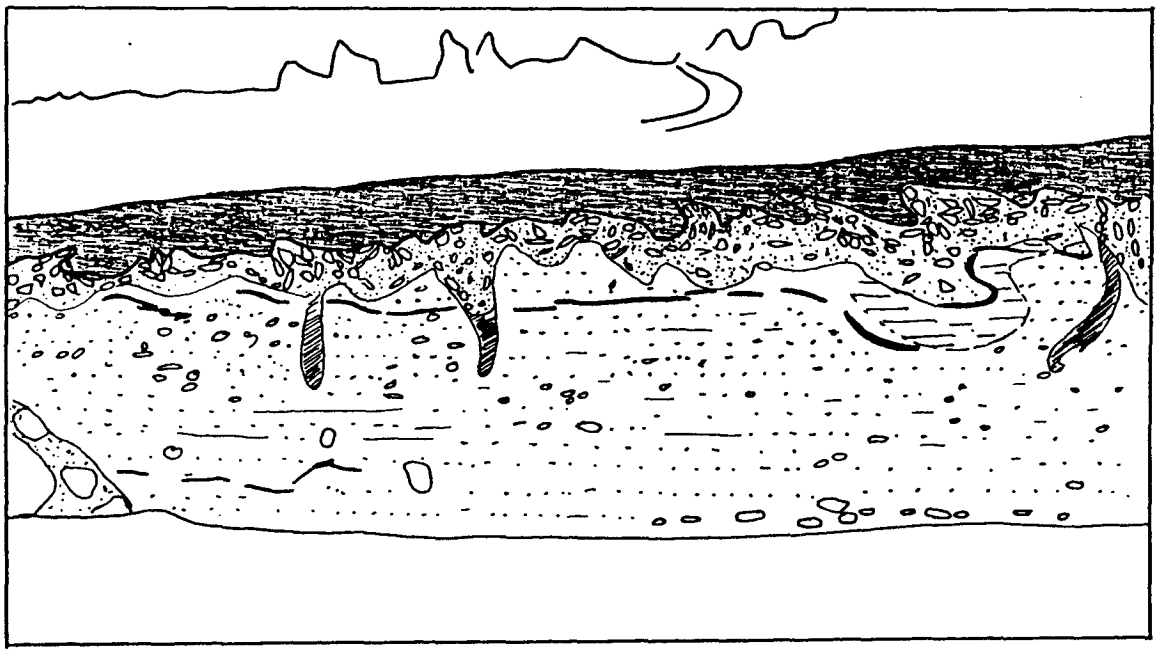
2.1.2. La coupe des Planches.

La seconde observation peut être faite aux Planches, coupe située à 1100 mètres d'altitude, sur le plateau, en arrière de la moraine du même nom, faisant partie des moraines du "stade de retrait". (Fig.17.7).

Elle présente:

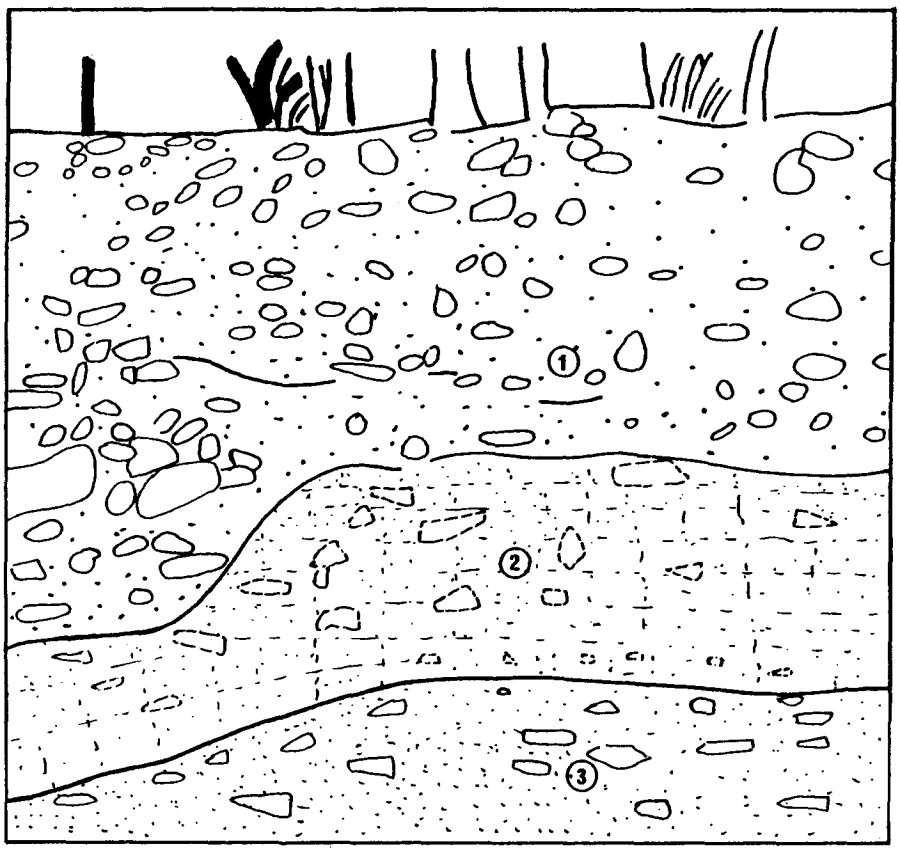
- Au centre, le talweg encombré d'une formation hétérométrique de boules granitiques saines qui constitue la moraine. La présence des laves issues de la roche Gourgon, l'émoussé, la structure de la matrice lève tout doute sur l'interprétation de cette formation.
- Appuyée sur celle-ci, une formation sableuse, litée, de type kame, épaisse de quelques mètres présente un bon tri du matériel avec lavage poussé des fines.
- En recouvrement, une arène à blocs mince, caractérisée par un fort indice d'aplatissement des blocs,(I_A=2.4). La richesse en limons (26 %) s'explique par apport éolien. L'arène n'est pas compactée,présente un cortège minéralogique des sables conforme à la roche-mère. Ce dépôt est affecté de cryoturbations allant jusqu'à la formation de polygones de pierres.

Par ses caractères, le recouvrement gélifluidal peut être assimilé à l'ensemble A défini précédemment: il correspond au recouvrement non altéré, à gros blocs à fort aplatissement, sans altération ou structuration lamellaire. Il s'agit d'un épisode tardif,postérieur à la déglaciation. Si la corrélation avec le niveau A des formations de pente est fondé, cet épisode périglaciaire aurait eu une extension vaste, débordant du domaine englacé puisqu'on le trouve aux Pinasses,au Pyfara... **Il serait donc possible d'affirmer que le niveau A des formations d' arènes remaniées est postérieur à la déglaciation.**



Arène à blocs limoneuse avec cryoturbations
Kame
Moraine
Iron pan .

Fig. 17.7. LA COUPE DES PLANCHES



1; Moraine; 2. Arène à blocs altérée; 3 . Arène à blocs.

Fig. 17.8. LA COUPE DU SAGNASSON

2.1.3. La coupe du Sagnasson.

Ouverte en 1982, dans la vallée du Lignon de Chalmazel, elle recoupe l'ensemble morainique du telécabine 2 (Tab.4.2).

On y observe: (Fig.17.8)

- L'arène granitique en place dans le granite de Chalmazel.
- L'arène fauchée, discontinue à partir de panneaux arénisés, épaisse de 1m jaune-orangé.
- Une arène à blocs, de 2.5 m d'épaisseur; les blocs sont exclusivement de granite de Chalmazel. La compaction est forte ou très forte. Les caractères micromorphologiques de cette arène rappellent ceux des niveaux C des coupes de référence. A une phase de gélifluxion a succédé une phase de compaction avec développement de coiffes plurimillimétriques. Une illuviation très importante sépare les deux phases de gel.
- Au-dessus de cette arène à blocs, la formation morainique vient en recouvrement; il s'agit de l'extrêmité du bourrelet interne du système du Lignon. Le contraste avec l'arène à blocs est souligné par l'émoussé des blocs (I_E=207) et la composition minéralogique où les granites de Chalmazel voisinent avec les granites porphyroïdes et les diorites originaires du col de la Chamboîte. Cette moraine ne présente ni compaction, ni altération, elle est meuble, le matériel est frais.
- Au contact de l'arène à blocs et de la moraine, un **paléosol** se développe avec un horizon argilifié, épais de 0.8 m où tous les blocs sont désagrégés, le taux d'argilification des revêtements des galets atteint 26 %.

Il s'agit clairement d'un paléosol tronqué, conservé par le glacier en raison de sa faible puissance érosive à son extrémité, et de l'engel de l'arène lors de la phase cataglaciaire.

A la suite de ces observations, il est possible de conclure:

* **à l'antériorité de l'arène fauchée sur la moraine,** ce qui confirme les observations faites à Chorsin, et la disparition des arènes fauchées de la zone englacée.

* **à l'antériorité de l'arène à blocs sur la moraine.** Rapprochée des observations précédentes, elle permet de conclure **à la longue durée du développement des arènes à blocs avant et après la glaciation forézienne.** Ici, par ses caractères, l'arène à blocs est assimilable à l'**ensemble C.** La moraine équivalent latéral de l'ensemble B, la surmonte logiquement.

L'existence du paléosol entre l'ensemble B et l'ensemble C déduite de l'observation des lames et de l'examen minéralogique se trouve ici confirmé même si les conditions d'observation ne permettent pas de faire un diagnostic certain sur son développement. Par l'importance de son développement, son épaisseur, **ce sol ne peut être attribué à un réchauffement moins long ou moins important que l'Actuel.** La pédogénèse actuelle, ocre-podzolique, ne conduit jamais à une

argilification de cette nature.

2.2.DISCUSSION GENERALE DES CORRELATIONS GLACIAIRE/PERIGLACIAIRE

Les observations faites sur l'ensemble du massif, et celles, plus particulières qui viennent d'être rappelées, conduisent à corréler les séquences B des formations de pente avec les moraines du maximum 2 de la glaciation forézienne.

Si ces propositions devaient être confirmées, il ne serait pas possible de conclure à la contemporanéîté des arènes remaniées et de la glaciation. Une part des arènes serait postérieure, l'ensemble A, -cette affirmation rejoint les conclusions de Y.VEYRET et B.VALADAS (1980) dans la région de Bort-Les Orgues- mais cette part ne représente qu'un niveau fort réduit; une part des arènes est contemporaine de la glaciation, l'ensemble B, et une part est antérieure, l'ensemble C.

2.2.1. Le problème des 2 maxima.

Les maxima glaciaires 1 et 2 sont assez proches: il n' a pas été possible de trouver des coupes qui permettraient de montrer qu'il existe ou non un paléosol entre ces deux arcs morainiques. Leur grande proximité rend leur individualisation délicate. Toutes les coupes observées l'ont été dans l'arc 2: seules deux sont dans l'arc 1 mais peu utilisables.

* **La première** est de médiocre qualité dans la vallée de Chorsin; elle n'a pas permis de conclure avec certitude. Une oxydation plus marquée des cailloux, un cortège minéralogique où l'enrichissement des quartz est sensible, (1.6) et l'appauvrissement en plagioclases notable caractérisent la formation. Alors que le maximum 2 comporte des chlorites et interstratifiés illite-vermiculite, le maximum 1 a une part importante de kaolinite, probablement héritée d'altérites plus évoluées.

* **La seconde,** ouverte au cours de l'été 1982, l'a été dans l'arc des Champas 1. La forme est indicutable contrairement à Chorsin, placage de versant dont le caractère morainique n'est pas discutable mais dont l'extension et la forme ne sont plus reconnaissables. Elle est médiocre, mais on observe néanmoins une formation où apparaît un début d'illuviation sous la forme de revêtements brunâtres riches en matière organique et en fer. Quantitativement, cette illuviation reste très modérée, le pourcentage d'argile reste inférieur à 7 %, mais elle suffit à montrer un début de désagrégation des galets de granite à biotite. Le sol ocre podzolique actuel se développe sur la partie supérieure d'un brun acide épais de 1 à 1.2 m. Enfin, une structuration par la glace de ségrégation se développe à une certaine profondeur en raison du lavage de la moraine en surface très marqué. Une compaction moyenne en résulte, confirmée par l'observation de

coiffes brunes millimétriques.

Si la corrélation du maximum 2 avec le niveau B ne pose guère de problèmes, il n'est pas possible d'être aussi précis pour le maximum 1; deux solutions peuvent être envisagées:

- une corrélation avec C n'est pas contraire aux observations de terrain: il est difficile de juger de l'importance de la ségrégation de glace sur un seul exemple;

- une corrélation avec la base des niveaux B est également envisageable dans la mesure où il existe souvent, immédiatement au-dessus de la coupure, un niveau B_1 légèrement compacté et affecté d'une illuviation brune. La bonne concordance des cortèges minéralogiques, sables et argiles, pourrait être un argument supplémentaire.

2.2.2. Le problème des moraines externes.

Les moraines externes ne sont connues de façon indiscutable en coupes qu'au Lachet où ont été définis leurs caractères minéralogiques et structuraux. Il est inutile de rappeler l'importance de l'altération de la formation, décelable tant au niveau des sables que des argiles. Il n'est pas possible en revanche d'observer une corrélation "géométrique" entre ces moraines et les formations de versant.

A l'intérieur des moraines externes, il n'y a pas d'arènes fauchées: les arènes à blocs démarrent par le fauchage de noyaux rocheux (Baracuchet...) Il est donc tentant de faire remonter la phase d'arénisation préalable au fauchage à une époque plus ancienne que la glaciation du Lachet.

Deux hypothèses peuvent être discutées:

- les moraines externes sont corrélables avec le niveau C des arènes remaniées: cette solution implique obligatoirement que les moraines du maximum 1 soit corrélées avec la séquence B_1. Elle implique aussi, puisque les caractères d'altération de la moraine externe et du fauchage sont identiques ou à peu près, que l'ensemble de ces phénomènes se suivent dans un laps de temps réduit, notamment la coupure C/D entre l'arène fauchée et le niveau à blocs C.

- la moraine est corrélable avec le fauchage, niveau D des formations; les illuviations reconnues au niveau du fauchage C/D seraient contemporaines du paléosol développé sur la moraine du Lachet au moins partiellement, et, dans

l'un et l'autre cas, le stock d'altérite remanié serait contemporain.

Il convient en effet de rappeler que la moraine du Lachet est altérée à un double titre:

-elle remanie des arènes évoluées à kaolinite et gibbsite, sans biotite ni plagioclases et pauvre en potassiques;

- après son dépôt, elle a fait l'objet d'une pédogénèse avec horizon B caractérisé par la disparition complète des potassiques, et où l'illuviation argileuse atteint 20 %.

L'altération affectant la moraine, postérieurement à son dépôt est plus importante

L'altération affectant la moraine, postérieurement à son dépôt est plus importante que celle des niveaux C, indépendant du fait que cette altération s'exerce sur un matériel qui l'était déjà.

Ces dernières remarques s'accordent davantage avec l'hypothèse 2 et la proposition de corréler les moraines externes avec les séquences D est la plus probable. ***Le paléosol du Lachet correspondrait donc au paléosol C/D ou à la somme des paléosols C/D et B/C.***

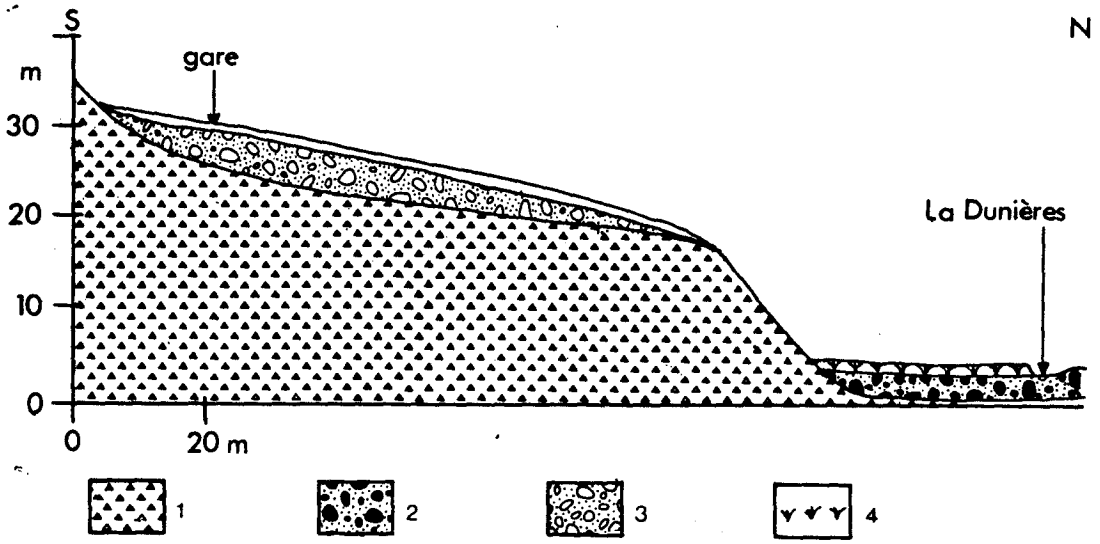
3.LES CORRELATIONS AVEC LES NAPPES ALLUVIALES.

L'analyse des formations alluviales dans le cadre de l'environnement immédiat des régions d'altitude a montré qu'il existait, de manière générale, trois niveaux plus ou moins étendus. La corrélation entre formations de pente et formations alluviales est délicate: les contacts entre les formations sont rares et seul le raisonnement permet de présenter des probabilités.

3.1. LES JALONS TIRES DE L'ETUDE DES COUPES.

3.3.1. Le cône de Riotord

A Riotord sur la Dunières, un cône est recouvert par une arène à blocs. Ce cône fait partie de la famille des cônes du sillon Dunières-Cance. Il s'étale en rive gauche de la Dunières, perché de 10 mètres au-dessus du talweg. (Fig.17.9) Il montre, sur le granite, une formation alluviale épaisse de 2 mètres au moins, passant progressivement à une arène à blocs sur plus d'un mètre d'épaisseur. La teneur en fines croît progressivement vers le haut, traduisant un assèchement progressif et la substitution d'une dynamique gélifluidale à une dynamique



1. Gneiss de la série métamorphique du Pyfara.
2. Alluvions würmiennes de la Dunières.
3. Couverture de matériel cryoclastique de type convoi à blocs passant à un cône torrentiel à recouvrement limoneux.
4. Tourbe holocène.

Fig. 17.9. LE CONE DE RIOTORD

torrentielle.

La dynamique torrentielle est probablement à mettre en rapport avec l'existence de gros névés voire de petits glaciers sur le Mont Cervier à 1100 mètres d'altitude. Vers le haut de la coupe, des apports locaux traduisent la réduction des écoulements.

Les caractères de la formation de pente permettent de l'assimiler à l'ensemble B tel qu'il a été défini. Matrice et cailloux sont dans un état de grande fraîcheur. La formation inférieure est complexe: elle démarre comme une arène à blocs. qui passe rapidement à une formation torrentielle à galets roulés. Un paléosol se développe au sommet de cette formation, caractérisé par une argilification notable, (25 % d'argile sur les revêtements des galets). La teneur en limons est également élevée, peu compatible avec avec la dynamique torrentielle déduite de l'émoussé des galets. Une éventuelle aspersion éolienne en fin de cycle n'est pas à exclure, qui aurait favorisé le développement des formes de cryoturbation puissante qui affecte les deux mètres supérieurs de la formation.

Les principaux caractères de cette formation,structuration par le gel, et altération des galets conduisent à faire le rapprochement avec le niveau C des formations de pente. Comme sur les autres coupes, ce niveau est complexe puisque, à une dynamique gélifluidale succède une phase d'apports limoneux et une pédogénèse: *on retrouve là une séquence déjà observée.*

Deux conséquences résultent de cette interprétation:

- les vallons de gélivation débouchent au sommet de ce cône: lors de

cet épisode, ils ont fonctionné pour la dernière fois de manière active, au moins aux altitudes moyennes; ils n'ont pas été creusés depuis, ils n'ont pas non plus construit de nouveaux cônes en contrebas.

- le creusement depuis cette période a été considérable, 10 à 15 mètres par rapport à la Dunières, ceci non pas dans une formation meuble mais dans le granite puisque le cône est étagé au-dessus de la nappe alluviale actuelle. L'intervalle de temps qui sépare l'ensemble B de l'ensemble C a été long: il a été une phase de creusement majeur. Il a été coupé de crises froides ayant abouti à la formation de sols polygonaux. Il peut donc difficilement être assimilé au **seul interstade entre le pléni-glaciaire inférieur et le pleniglaciaire supérieur.**

3.1.2.La coupe de la Terrasse-sur Dorlay.

Elle a fait l'objet d'une description détaillée dans le cadre des formations alluviales du Dorlay. Il suffit de rappeler ici que deux formations de pente fossilisent une terrasse assimilée au niveau supérieur. La première formation de pente, en surface, est constituée de matériel sain; elle est mince et peut être assimilée à l'ensemble A. La formation inférieure, avec son paléosol est épaisse, composée de petits blocs en surface, de plus gros en profondeur qui ont bloqué le sondage à 5 mètres.

- La formation supérieure représente, en volume, peu de choses par rapport à la formation inférieure;

- la formation inférieure doit être calée entre l'épisode de la terrasse et l'épisode correspondant au développement de la séquence C mais probablement avant, tant les caractères d'évolution de ce sol sont plus évolués en épaisseur, altération, que ceux qui se développement habituellement au niveau B/C.

- le creusement du Dorlay a été important avant, mais aussi après le dépôt de cette formation intermédiaire puisque la formation supérieure recoupe franchement l'ensemble.

3.1.3 Les observations en Forez.

Elles sont de moindre intérêt: deux méritent d'être signalées.

* **A Chalmazel,** un lambeau de formation alluviale existe au-dessus du pont à + 15 mètres; par l'altération de la nappe et son altitude relative, il faut en faire un équivalent des cônes moyens. Au-dessus de cette nappe, le versant a fourni des arènes remaniées avec une séquence assez complète, arènes fauchées,

arènes à blocs. En contrebas de la nappe, sous le château, des arènes remaniées des formations d'arènes de ruissellement se développent directement sur la roche saine: par leurs caractères, elles appartiennent indiscutablement à la séquence B. Les cônes moyens seraient donc antérieurs à la séquence B., contemporains de C vraisemblablement.

* **A Job** la plus basse carrière d'arènes fauchées est à proximité du cône supérieur vigoureusement entaillé actuellement. La pente des lits de l'arène est à mettre en relation avec le système de pente ayant édifié le cône. Cette remarque pourrait suggérer qu'elle en est peu éloignée chronologiquement. L'essentiel du creusement serait postérieur.

Aussi imparfaites que soient ces observations, elles suggèrent de placer le fauchage, séquence C/D entre l'établissement des cônes moyens et supérieurs.

3.2. LE PROBLEME GENERAL DES CORRELATIONS.

Quatre nappes alluviales ont été définies, deux inférieures, une moyenne et une supérieure.

* **Les deux moraines du maximum pourraient correspondre aux terrasses et nappes inférieures.** Les arguments pour défendre cette position sont les suivants:

- les deux maxima sont proches, la pédogénèse entre les deux est modérée: sur le maximum 1, elle s'apparente à celle des nappes inférieures les plus élevées.

- les minéraux argileux sont toujours peu évolués, de type chlorite ou interstratifiés, l'altération des galets n'affecte que les plus fragiles, granites à biotite, gneiss sombres et anatexites sombres.

- L'importance respective des dépôts rend cette interprétation plausible; les deux niveaux de cônes sont assez systématiquement représentés sur tous les organismes principaux. Sur les organismes, secondaires, il existe bien souvent un niveau unique. Cette observation est en bonne concordance avec l'importance respective en volume des séquences C et B et l'importance respective de l'englacement lors des deux maximas.

Cette cohérence générale est indispensable pour accorder quelque crédibilité à cette proposition.

* **La nappe moyenne, nettement distincte, pourrait être corrélée avec les moraines externes du Lachet.**

-Au niveau des moraines, il a été montré qu'il s'agissait d'une glaciation différente, plus dynamique, plus étendue, plus ancienne, séparée des suivantes

MORAINES ET NEVES	CONES ET TERRASSES	FORMATIONS DE VERSANT	DYNAMIQUE DES VERSANTS	SEQUENCES
Tourbes Névés à 1500m Déglaciation-lacs	Incision	guirlandes Sols striés Réactivation des chirats Erosion-ravinements	Pédogénèse Cryoturbations Gélifluxion locale	A
Moraine du Gourd des Ailères	Terrasse la plus inférieure > + 8 m. ou lit majeur T1b	Arènes à blocs Chirats Arènes de ruissellement	Frost creep en fin de période Gélifluxion générale Compaction de B1 et C:pergélisol	B 2
Moraine des Champas 2	Terrasses inférieures + 8 / 10 m: T1a Dissection	Arènes à blocs Quelques arènes fauchées Arènes de ruissellement Sol lessivé;stone line;limons	Faible altération:ferruginisations Gélifluxion générale Ruissellement Compaction de C:pergélisol Cryoturbations et éolisations	B 1
Moraine des Champas 1	Terrasses 18/20m:T 2	Arènes à blocs	Frost creep puis gélifluxion Pergélisol probable > 1000m	C
Moraines de Lachet ?	Dissection Cones et terrasses moyens:T3 Forte dissection Cônes supérieurs T 4	Troncature générale Arènes fauchées Arènes à blocs ?	Pédogénèse lessivante:sol>1m Frost creep;gélifluxion probable généralisée Arénisation générale ?	D

Tab. 17.1. SYNTHESE DES CORRELATIONS GLACIAIRE–PERIGLACIAIRE

par un temps long, à pédogénèse efficace.

- Les caractères des sols sont convergents malgré les différences de sols et de milieu: argilification voisine de 25 à 30 %, cortège de kaolinite, illite-vermiculite nettement distinct du cortège à chlorite-interstratifiés 10-14 des niveaux inférieurs; minéralogie des sables sans plagioclase et biotite.

- L'importance de l'englacement correspond bien au volume de matériaux, aussi voire plus important en général qu'à l'épisode suivant. Il s'agit d'un épisode majeur. La même comparaison ne peut être menée pour les formations de pente: la corrélation devrait être proposée avec l'ensemble D. Rarement, ces dépôts sont observables sur les versants. Ils ne le sont guère que peut-être aux Sétoux, où la séquence inférieure pourrait lui être attribuée et surtout à la Terrasse-sur Dorlay. Ces deux exemples suffisent pour **penser que le volume des dépôts de pente a pu être important.** En règle générale, seules les racines existent sous forme de fauchages: la répartition et l'ubiquité de ces racines semblent montrer que les dépôts ont pu être très étendus jusqu'à des altitudes faibles ce qui concorde assez bien avec l'extension de la glaciation.

4. CONCLUSION AU PROBLEME DES CORRELATIONS.

Les corrélations qui peuvent être proposées sont les suivantes:

- les deux maxima glaciaires 1 et 2 peuvent être rapprochés des niveaux inférieurs des terrasses et des nappes alluviales, des séquences B et C des formations de pente.

Le maximum 1 se distingue par une légère altération des moraines, une illuviation modérée en altitude accompagnée de phénomènes plus accentués de ségrégation de glace. Il corespond aux séquences C des formations de pente où la compaction est générale. Le maximum 1 présente un caractère d'extension et de généralisation à tout le massif: c'est un phénomène majeur, complexe, associant dépôts glaciaires, périglaciaires et torrentiels (cônes supérieurs de l'Ardèche), et même de redistributions éoliennes.

Il est proposé de désigner cet épisode sous le nom de crise de Champas 1.

Le maximum 2 lui succède: il lui est très comparable par son intensité: tant au niveau de l'extension de la zone englacée que du volume et de l'ubiquité des formations de pente. Les nappes alluviales correspondantes sont étendues, tant sur le réseau secondaire que sur les grands organismes. Les terrasses de Montverdun ou de Vertolaye lui sont attribuables.

Il est proposé de désigner sous le nom de Champas 2 cet épisode, caractérisé par une extension glaciaire équivalente, un faciès plus froid, pergélisol, des formations de pente à toutes les altitudes.

- Un épisode dit "stade de retrait" correspond à une extension du glacier moindre que les précédentes, de moitié environ. A cette séquence plus récente, jalonnée par les moraines du Gourd des Ailhères et des Planches, correspondent des formations de pente assez minces. Les formations alluviales sont assez rares, l'alimentation de la part des glaciers est modeste. Les accumulations se font à l'intérieur du massif et n'atteignent pas les piémonts. Les faciès mixtes, gélifluxion-torrentiel se développent souvent. Cet épisode succède au précédent sans pédogénèse ni creusement ce qui explique, dans les talwegs, la confusion avec le précédent.

Il est proposé de nommer cet épisode, séquence du Gourd Des Ailhères,par référence à la tourbière et la moraine qui permettront de proposer une chronologie.

- Un épisode plus ancien peut être mis en évidence, jalonné par les moraines externes, (Les Sagnes, le Lachet...) les terrasses moyennes du Lignon,

et les cônes moyens occidentaux du Forez, c'est-à-dire les premières nappes à présenter un paléosol supérieur au mètre. Il se corrèle avec les séquences D des formations de pente, jalonnées souvent par les seules racines des dépôts. Cet épisode est séparé de Champas 1 par un intervalle long, avec une modification du système de pentes.

C'est un épisode ancien, majeur, généralisé, le plus rigoureux: il lui est proposé le nom de Lachet.

-Seuls, les épisodes qui viennent d'être nommés présentent un caractère général à tout le massif. Des séquences mineures tardives, séquences A des formations de pente postérieures à la déglaciation donc à l'épisode du Gourd Des Ailhères, se développent au-dessus de 1100 à 1200 mètres. Gélifluxion, nivation, cryoturbations sont actives. Il s'agit de retouches mineures .

Le nom de séquences tardives leur sera réservé en l'attente d'une datation précise.

Chapitre 18
Propositions pour une chronologie

Le rattachement de la stratigraphie proposée à une chronostratigraphie régionale suppose que des jalons aussi précis que possible puissent être établis. Dans le cadre régional défini, ils sont rares et peu utilisables.

En revanche, le modèle d'étagement qui a été proposé permet de préciser les caractères paléoclimatiques de chacun des épisodes définis. Les résultats de cette enquête permettent de confronter les hypothèses climatiques envisagées avec les reconstructions paléoclimatiques établies dans d'autres régions.

Certes, il ne faut pas cacher l'aspect hypothétique d'une telle démarche: elle a cependant la mérite de mettre en lumière les contradictions qu'impliquerait telle ou telle corrélation; elle permet aussi de mettre en lumière des convergences qui peuvent, en plus d'autres arguments, donner quelque crédibilité à telle ou telle hypothèse. Il est bien clair que cette méthode portera davantage ses fruits dans la mesure où notre connaissance sur les paléoenvironnements progressera.

Cette raison justifie l'étude aussi précise que possible, des caractères paléoclimatiques pour chacune des crises définies, d'introduire dans la notion d'étagement, la dimension chronologique avant de tenter le rattachement de cette stratigraphie à une chronostratigraphie.

1. ETAGEMENT ET CHRONOLOGIE

1.1. LA CRISE GLACIAIRE DU GOURD DES AILHERES.

Cette crise est le dernière qui se caractérise par un englacement. Il est plus limité que lors des crises précédentes. Les phénomènes de gélifraction sont bien développés.

1.1.1. Les caractères de l'englacement.

L'extension de la glace apparaît singulièrement réduite lors de cette crise. Les cirques situés vers 1400 mètres sont tous englacés, la Chamboîte, le Fossat, le Bayet, les Boules et peut-être même Chorsin mais les langues sont courtes et les moraines terminales toutes proches. Elles se situent vers 1250 à 1300 mètres, en retrait par rapport à celles du maximum de un à plusieurs kilomètres selon les vallées, un kilomètre sur le versant occidental, plusieurs sur le versant oriental et sur l'Ance. Plus significatif, le processus d'englacement du plateau n'est pas conduit à son terme lors de cette crise: l'extension de la glace s'arrête au seuil médian des jasseries de Colleigne, sur le plateau du Gros Fumé et le bord de la surface sommitale n'est jamais atteint sauf en de rares points sous formes de langues minces empruntant un réseau de vallées divergentes. Aux Planches, à L'Oule et à Gourgon, les langues de glace s'arrêtent à quelques centaines de mètres sur les bords du plateau. Dès lors les grands cirques du versant oriental n'ont plus qu'une alimentation locale créant ainsi de petits organismes au budget peu actif. Certaines formes de langues couvertes décrites par Y.VEYRET (1981) remontent probablement à cet épisode. Les bourrelets sont peu élevés, quelques mètres, les sommets sont déglacés et la gélifraction et la gélifluxion les dénudent de leurs couvertures morainiques. La glaciation ne mérite plus le nom de calotte: les organismes sont morcelés, seule la moitié occidentale du plateau du Gros Fumé à l'Ouest du Gourd Des Ailhères est recouverte par un lobe de piémont issu de Pierre-sur-Haute. (Fig. 18.1)

1.1.2. La nivation.

La nivation est fort active; deux raisons y concourent:

-la surface de balayage est très étendue puisqu'une part de la surface sommitale est déglacée. Les lignes de névé les plus actives sont situées sous

la surface sommitale entre 1150 et 1200 mètres avec des formes complexes à moraines de névé.

-la durée des phénomènes est longue.

Dans le massif du Pilat, les grandes formes du versant oriental notamment dans l'alvéole de La Versanne, "le glacier de paroi" de Gimel ont fonctionné à cet épisode, vers 1200 mètres d'altitude.

1.1.3. La ligne des neiges permanentes.

La ligne des neiges permanentes se situe vers 1380 à 1400 mètres lors de cet épisode. Elle frôle les sommets de la zone méridionale de la surface sommitale au-delà de Pégrol et au Nord du Puy Gros. Les sommets du Pilat sont également tout proche de la ligne des neiges permanentes mais légèrement en-dessous.

1.1.4. La dynamique périglaciaire.

Deux traits caractérisent la dynamique périglaciaire à cette période:

-la rigueur du froid d'une part: la dynamique périglaciaire se fait sentir à toute altitude y compris jusqu'au contact avec les plaines environnantes. La macrogélivation est active

- la fraicheur du matériel mobilisé d'autre part, nourri par gélifraction ou héritage des crises antérieures.

Les formations de pentes attribuables à cet épisode sont caractérisée par un volume moyen. Il n'est pas rare que l'ensemble non compacté $A+B_2$ représente les deux tiers de l'ensemble des dépôts. Les faciès de ruissellement sont très développés dans ces séquences, omni-présents au-dessus de 1150 mètres, traduisant un dégel épisodique et limité du sol.

Cette crise intervient après de brèves rémissions et à la suite de plusieurs crises: conformément à la logique, le matériel est frais. Granites à biotite et antexites sombres fournissent l'essentiel de l'arène par gélifraction.

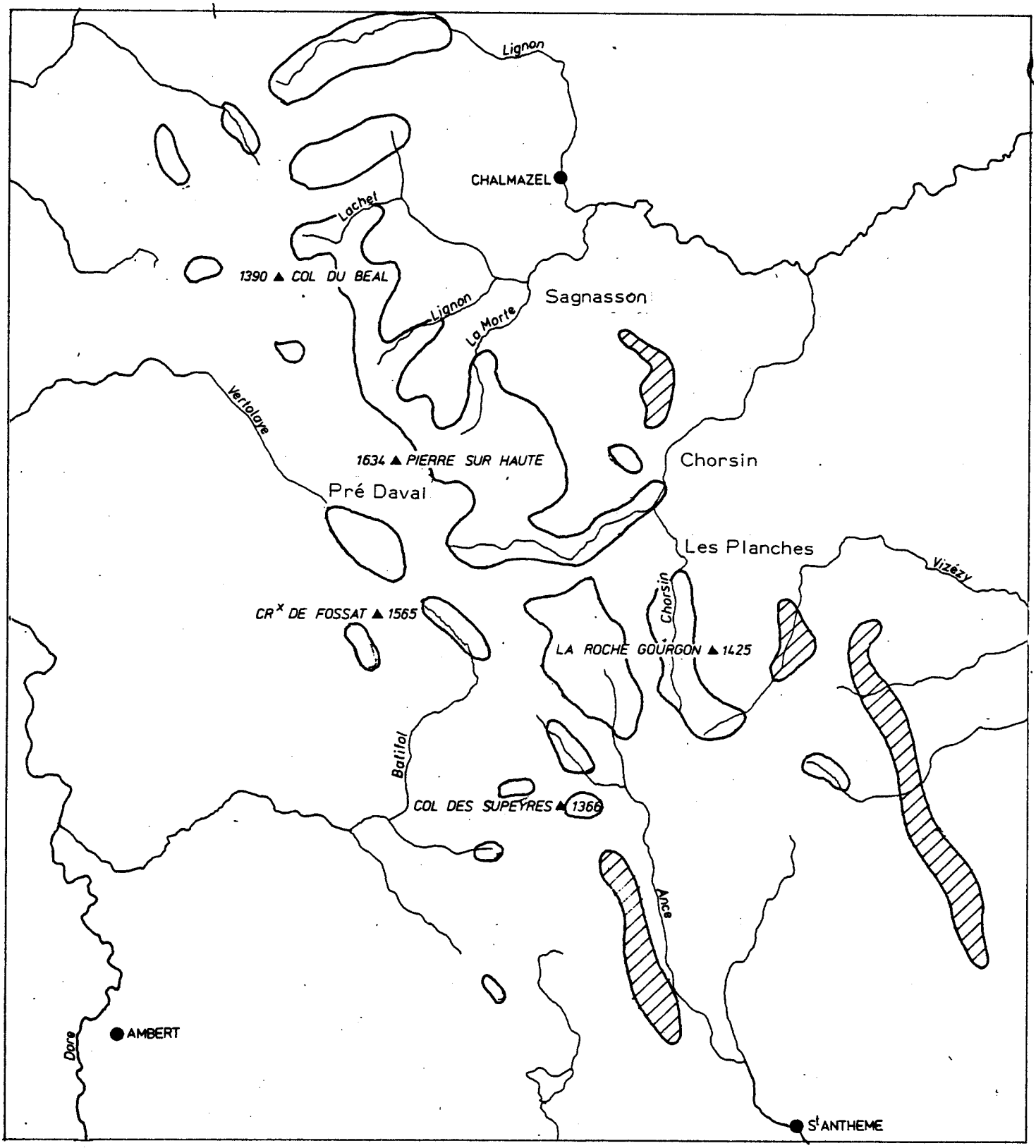


Fig. 18.1. LES PHENOMENES GLACIAIRES ET PERIGLACIAIRES LORS DE LA CRISE DU GOURD DES AILHERES

La gélifluxion est abondante, mais surtout à basse altitude. Elle est active jusqu'à 400 mètres si l'humidité est satisfaisante. A haute altitude, elle est entravée par la minceur de la couche dégelée chaque été, dès lors que le permafrost s'installe, par l'absence ou le faible volume d'altérites contenant suffisamment de fines, à cause de la lenteur de la comminution par le gel dans des matériaux tels que le granite à biotite ou le granite de Chalmazel, par la déflation éolienne qui exporte les fines. C'est à cette période que doivent être attribués les lits de caillasse sous l'action conjuguée de la cryoturbation et de la déflation éolienne. L'épaisseur du manteau d'altérites déplacées aux altitudes intermédiaires, 800 à 1100 mètres, est donc la traduction de cette double limitation. C'est à cette altitude que les niveaux A sont les plus développés.

En revanche, dans un matériel fortement diaclasé, où la macrogélifraction peut s'exercer, la fourniture de gros blocs est d'autant plus abondante que la couverture nivale est plus discontinue. C'est dès cet épisode qu'il faut envisager la mise en place des tabliers d'éboulis et des chirats. La dynamique de ces derniers telle qu'elle a été mise en évidence, correspond aux conditions climatiques évoquées ici. Le passage de l'éboulis à l'éboulis fluant est facilité, à une certaine distance de la crête par la production de fines par microdésagrégation granulaire sur les faces de blocs, et par le piégeage éolien des fines et de la neige en raison de la rugosité de la formation. C'est la raison pour laquelle l'éboulis ne se développe qu'à une certaine distance des crêtes: sur la crête, il avorte, on n'observe qu'un dallage de blocs d'où les fines sont lavées par les congères et soufflées par le vent.

En résumé, cet épisode se caractérise par la rigueur du froid, la grande sécheresse qui permet la gélifraction partout où la couverture nivale ou glaciaire protégeait la roche lors des crises précédentes. Comme, de plus, cette crise survient sur un matériel déjà ramoné et décapé par les crises antérieures, les débris fournis sont grossiers, omni-présents mais en quantité modérée. Cette relative modération de la mobilisation ne résulte pas tant de conditions climatiques attenuées, mais de la sécheresse et de l'état dans lequel se trouve la roche lors de cet évenement.

La ligne des neiges permanentes est à 1400 mètres environ, mais il y a davantage de glaciers localisés dans les creux abrités, de névés de toute taille jusqu'à 1000 mètres, qu'une couverture nivale vraiment continue.

1.2. LES EPISODES PERIGLACIAIRES TARDIFS.

Après la déglaciation complète du massif forézien, des épisodes périglaciaires tardifs ont été mis en évidence. L'importance paléoclimatique de ces épisodes peut être étudiée par leur cartographie. (Fig.18.2)

1.2.1. Le Forez.

Dans le Forez, ces épisodes sont plus aisément appréhendés. Ils relèvent de la gélifluxion, de la nivation.

La nivation est encore active bien après le départ des glaces. De grands cirques de névés associés à des protalus-rempart ont fonctionné après la déglaciation. Tout particulièrement, la ligne de névés sous la crête à 1550 mètres d'altitude environ a été particulièrement active. La faible surface de balayage de la neige ainsi qu'une sécheresse relative expliquent que ces névés ne se soient pas transformés en glaciers. La fraicheur des formes est bien supérieure à ce qu'elle est ailleurs, entretenue, il est vrai actuellement encore lors de printemps particulièrement frais (1). Le fonctionnement de ces cirques est à mettre en relation avec une ligne des neiges permanentes vers 1800 mètres d'altitude environ.

Les phénomènes de gélifluxion prennent une certaine activité lors de cet épisode. caractérisé par des formations minces, à blocs grossiers, en dalles, cet épisode s'individualise assez bien. Le domaine affecté par ces phénomènes s'étend largement sur les sommets supérieurs à 1000 mètres, contribuant ainsi à souligner l'étagement amorcé à la période précédente. (Fig.18.2)

Des cryoturbations importantes, des polygones, des cheminées de pierres affectent les formations mises en place à la période précédente. Les lames minces montrent bien le démantèlement des coiffes silteuses postérieurement à leur élaboration. Ils se sont poursuivis après le développement des premières tourbes qui sont affectées par ces phénomènes: des lobes de gélifluxion sont visibles dans les tourbières de Gourgon à 6 mètres de profondeur ainsi que des invasions de lits de graviers issus des versants dominant la tourbière.

---

(1) Des hauteurs de neige de 10 à 12 mètres ont été observées en Mai (1977,1978 et 1980 , notamment)et parfois encore en Juin. Le 18 Juillet 1978, la hauteur des névés atteignait encore 4 mètres. La tradition locale veut que certains névés aient persisté tout l'été au siècle dernier.

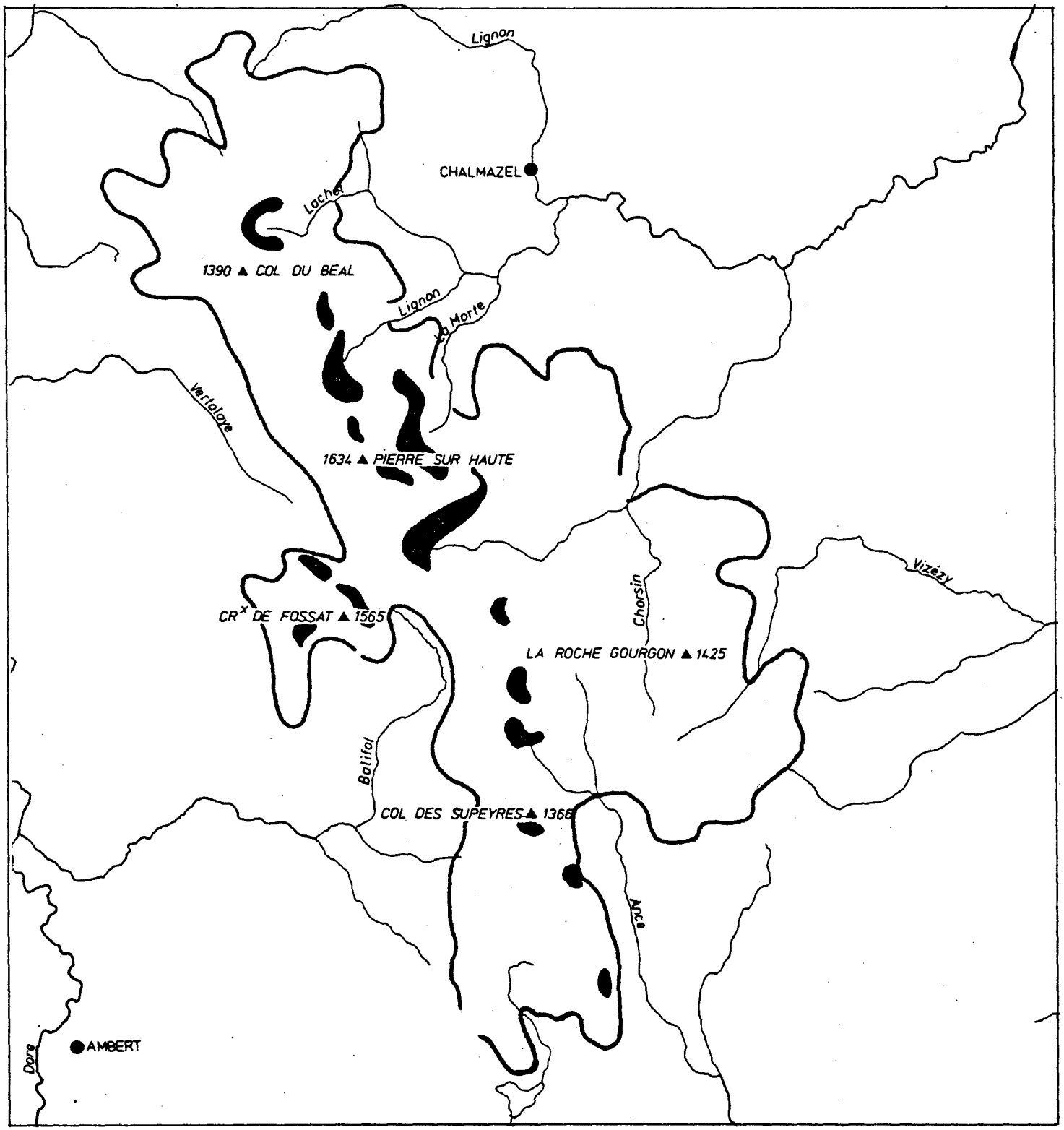


Fig. 18.2. LA CRISE TARDIGLACIAIRE

1.2.2. Le Pilat.

Dans ce massif, l'évolution est parallèle mais beaucoup plus limitée géographiquement en raison d'une altitude moindre.

Les phénomènes de nivation sont assez discrets: les seules formes directement imputables à cet épisode se trouvent sous les crêtes, sur le versant nord du massif: l'exemple des croissants de névés des Trois Dents est excellent.

De véritables guirlandes à blocs semblables à celles des sommets du Forez ne se trouvent que dans le secteur de Gimel, sur le Chaussître, ou dans le Grand Bois au-dessus de 1250 mètres d'altitude, seuil qui semble bien être la limite inférieure des phénomènes tardifs.

Aucune marque particulière n'est visible sur le versant méditerranéen.

Les phénomènes de cryoturbation, décelables sur la partie sommitale des coupes au-dessus de 1000 mètres d'altitude sont assez généralement distribués.

Le problème du fonctionnement des éboulis ne peut être éludé: le développement de phénomènes de nivation conduisant à l'élaboration de banquettes où se logent les congères, le développement de roses de pierres en surface semblent témoigner que la dynamique de masse est relativement affaiblie par rapport à la dynamique de surface. Si l'arrêt du fonctionnement des chirats à cette période caractérisée par une gélifraction intense paraît une éventualité à écarter, le fluage de la masse est peut-être quelque peu ralenti par rapport à la période précédente.

1.2.3. Le problème de la gélifraction.

Qu'elles soient chirat, guirlandes, nappes gélifluées, ces formations tardives se distinguent toujours par la présence de gros blocs. La minceur des dépôts est partout évidente, mais sa présence assez générale en altitude révèle une grande rigueur du froid, responsable peut-être de la grande taille des blocs: cette explication proposée par J.TRICART (1967) rejoint les observations de M.JORDA (1983) dans les Alpes du Sud, de M.JULIAN (1980) dans les Alpes Maritimes, de G.SOUTADE (1980) dans les Pyrénées, de B.VALADAS (1984) dans le Massif Central.

La thèse de la décompression consécutive à la déglaciation avancée par ces auteurs, notamment dans les Alpes, les Pyrénées, le Cantal ne peut guère l'être dans le cas du Forez, dans la mesure où l'épaisseur de glace est rarement

suffisante pour que de tels phénomènes se développent. Le seul exemple d'éboulement où la décompression peut avoir eu une influence se situe dans le cirque de Chorsin, sur la face ouest: une masse éboulée atteignant plusieurs dizaines de mètres-cube s'est détachée de la paroi pour s'écraser en contrebas. (Cartes H.T)

Survenant après une crise longue, le matériel mobilisé provient exclusivement des tors et des chicots, des corniches là où elles existent, des parties les plus profondes des altérites. Ces deux éléments expliquent la taille des blocs,dans un cas parce que les plus résistants correspondent à ceux dont l'espacement des diaclases est le plus lâche, dans le second cas parce que dans les racines des zones de cémentation toute la fissuration potentielle n'est pas exploitée et des blocs de taille importante, même fissurés, restent entiers.

Cet épisode se caractérise par une sécheresse plus accusée que dans l'épisode précédent. La dynamique glaciaire a disparu, seuls des névés subsistent sur tous les massifs au-dessus de 1300 mètres. La ligne des neiges permanentes dépasse les plus hauts sommets. La rigueur du froid hivrnal permet le développement des formes de cryoturbation et de gélifluxion sans qu'il paraisse à cette époque, y avoir de traces indiscutables de pergélisol.

1.3. L'EPISODE DE CHAMPAS 2.

1.3.1. L'englacement.

A cette période correspond une extension considérable des glaces réduisant, au moins en Forez, assez fortement l'aire soumise à la dynamique périglaciaire. Toutefois, cette extension est légèrement inférieure à celle de la phase précédente CHAMPAS 1., cette réduction étant surtout sensible sur les vallées courtes, Lignon de Chalmazel, Fossat, la Faye et moins sur les longues comme l'Eau Morte où les deux maxima sont très proches. Sur la vallée de Chorsin, elle est même supérieure, les moraines plus anciennes sont démantelées: l'explication est à rechercher dans un englacement plus étendu du plateau. Il est en effet le plus complet à cet épisode après la glaciation du Lachet. (Fig.18.3)

La limite des neiges permanentes peut être fixée vers 1280-1300 mètres avec une forte dissymétrie au profit du versant oriental. Ces faits sont en bon accord avec une glaciation de longue durée, une alimentation en neige régulière

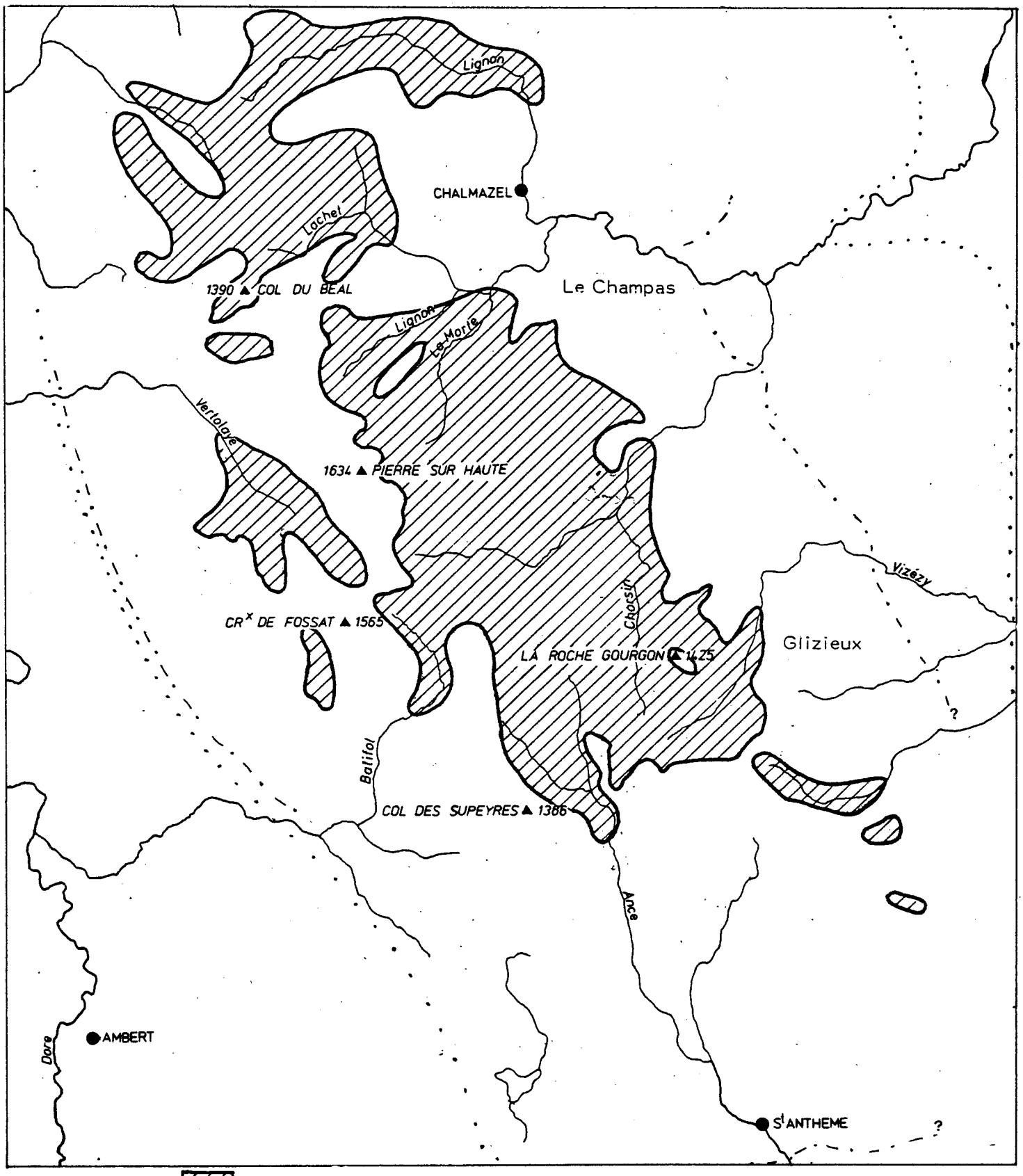


Fig. 18.3. LES PHENOMENES GLACIAIRES ET PERIGLACIAIRES LORS DE LA CRISE DES CHAMPAS

et abondante, toutes choses qui n'apparaissent pas ultérieurement. La nivation a fonctionné de manière efficace: c'est à cette période qu'il faut imputer les grandes formes de nivation observées de 950 à 1000 mètres: il est même probable que certaines, parmi les plus basses qui n'ont pas été rafraichies depuis ont pu comporter de petits glaciers de cirques, notamment dans les massifs orientaux.

1.3.2. La dynamique périglaciaire.

Elle est importante et correspond à la mise en place des séquences B_1 des formations de pente. Le faciès le plus répandu est l'arène à blocs. C'est à cette période que l'extension de la dynamique périglaciaire est la plus vaste. Sauf exceptions locales, les dépôts de cette phase sont les plus épais, notamment plus épais que ceux des crises postérieures, B_2 et A. Les faciès de ruissellement existent, mais ils sont proportionnellement moins répandus que lors de la crise du GOURD DES AILHERES. Ils se situent à une altitude notablement plus élevée, 1000 à 1100 mètres au moins. En revanche, la gélifluxion se développe jusqu'au pied des massifs. Le fonctionnement des vallons de gélivation est assez efficace. Le pergélisol se développe en altitude en toutes expositions à partir d'une altitude assez élevée, proche de la limite des neiges permanentes. Les formations de pente comportent peu de matériel de grande taille: il en est de même dans les formations alluviales de l'Ouest forézien, donnée qui contraste avec les dépôts ultérieurs. Cet épisode survient après une phase de pédogénèse; le matériel a subi une préparation par altération physico-chimique qui, même courte, peut être suffisante pour accélérer le débitage par le gel.

La complexité de cette phase doit être enfin soulignée. C'est pendant cette période, ou la fin, que se situe sur les coupes la transition entre matériel compacté et matériel qui ne l'est pas; cette période est donc une charnière, la dernière à fournir des débris en grande quantité, avant le développement d'épisodes plus froids peut-être, mais plus secs, qui fourniront moins de débris mais structureront les dépôts préexistants.

En résumé, l'épisode de CHAMPAS 2 se distingue par le très important volume de matériaux mobilisés sur le versant, sur les moraines, dans les nappes alluviales. C'est l'épisode le plus agressif, celui pendant lequel le décapage des altérites a été le plus efficace. Cette crise est longue, froide, avec un étagement très prononcé des modelés. La limite des neiges permanentes est basse 1280-1300.

1.4. L'EPISODE DE CHAMPAS 1.

En remontant aussi loin dans le temps, il devient de plus en plus délicat de préciser les caractères paléoclimatiques de chacune des crises. Le grand développement de l'épisode CHAMPAS 2 a, pour une bonne part, effacé les marques des crises antérieures en rendant plus difficile leur identification.

1.4.1. L'englacement.

En intensité, la glaciation de CHAMPAS 1 semble aussi importante voire plus que celle de CHAMPAS 2. L'ice cap est probablement plus réduit: dans la vallée de Chorsin, essentiellement alimentée depuis le plateau, les moraines de ce stade sont démantelées par celui qui suit. Dans les autres vallées, au contraire, l'arc en avant du suivant. Le volume des matériaux morainiques est comparable également à CHAMPAS 2. Toutefois, les matériaux originaires de l'amont, des cirques notamment, est proportionnellement plus important: dans celui du Lignon, les diorites se trouvent en pourcentage très important; peut-être faut-il voir là le signe d'une très forte abrasion dans les cirques, donc de glaciers rapides à budgets actifs. L'existence d'une forte humidité ou de saisons contrastées peut en être la cause.

L'altitude des neiges permanentes est très proche de celle de CHAMPAS 2. Elle peut toutefois être légèrement inférieure surtout dans la partie nord du massif.

1.4.2. La dynamique périglaciaire.

Les volumes de matériaux mobilisés sur les versants sont importants. Ils correspondent à l'ensemble C, séquence aussi puissante que l'ensemble B en volume, mais qui disparaît en-dessous de 900 mètres d'altitude. Les coupes les plus basses où cet épisode est reconnaissable sont celles de Roche en Forez, de Marlioux et Riotord dans le Pilat. L'érosion ultérieure peut certes, être à l'origne de cette absence, mais il est également possible de songer à un fort étagement des phénomènes périglaciaires qui aurait pour effet de limiter la morphogénèse froide aux altitudes moyennes et basses.

Ces observations pourraient s'éclairer dans la perspective de flux perturbés permanents et importants. Il faut rappeler, dans cet esprit, que l'altitude de 900 mètres correspond, à peu près, à celle à partir de laquelle l'effet d'abri

commence à se faire sentir sur le versant oriental du Forez. La topographie de gorges sur le versant occidental ne permet guère de confirmer ou infirmer cette hypothèse.

Les faciès observés renseignent peu sur la dynamique de mise en place. Certes, le froid est suggéré par le frost creep et la gélifluxion relevés sur les lames; les faciès lavés semblent rares, les passées dépourvues de fines semblent davantage le fait de redistributions ultérieures de fines dans le profil que de faciès de ruissellement.

Faute d'éléments suffisamment nombreux et concordants, il n'est pas possible de cartographier une extension du pergélisol à cette période. Toutefois, certains indices tels que des terrasses de gélifluxion très perchées, certaines lignes de névé basses, vers 900 mètres, certains cônes, laissent croire à un froid rigoureux. L'examen des lames minces se révèle délicat car les coiffes silteuses se révèlent assez minces; elles sont surtout disloquées par les épisodes postérieurs. En revanche, il est certain que l'essentiel de la structuration par le gel qui affecte ces dépôts est postérieure à une phase de pédogénèse et doit être attribuée plutôt à CHAMPAS 2 ou GOURD DES AILHERES.

1.4.3. La dynamique éolienne

Elle semble partout active sur les coupes étudiées. Cette intensité très générale ne doit cependant pas être étendue à l'ensemble du massif: elle est fortement liée aux conditions locales de conservation des dépôts.

L'enrichissement en limons est important, supérieur à celui de l'ensemble B. Seul l'ensemble A atteint des valeurs équivalentes sur certains profils seulement. La dynamique éolienne est donc vigoureuse et peut localement sur le versant oriental du Pilat au-dessus de la Bétonnière, à l'Etival, conduire au développement de lits pluricentimétriques de limons. Ces phénomènes semblent suivre dans le temps la dynamique gélifluidale, au moins partiellement: l'incorporation des fines dans le dépôt suppose, au moins pour une bonne part, une certaine mobilité de la formation de pente lors du saupoudrage éolien. Toutefois, l'accroissement de la teneur en fines vers le sommet du niveau C laisse penser qu'il s'agit d'un phénomène tardif préfiguration de l'évolution qui se développe au" cycle" suivant A et B. (2)

---

(2) Au sens de "cycle périglaciaire" . Cf J.P. LAUTRIDOU,1984.

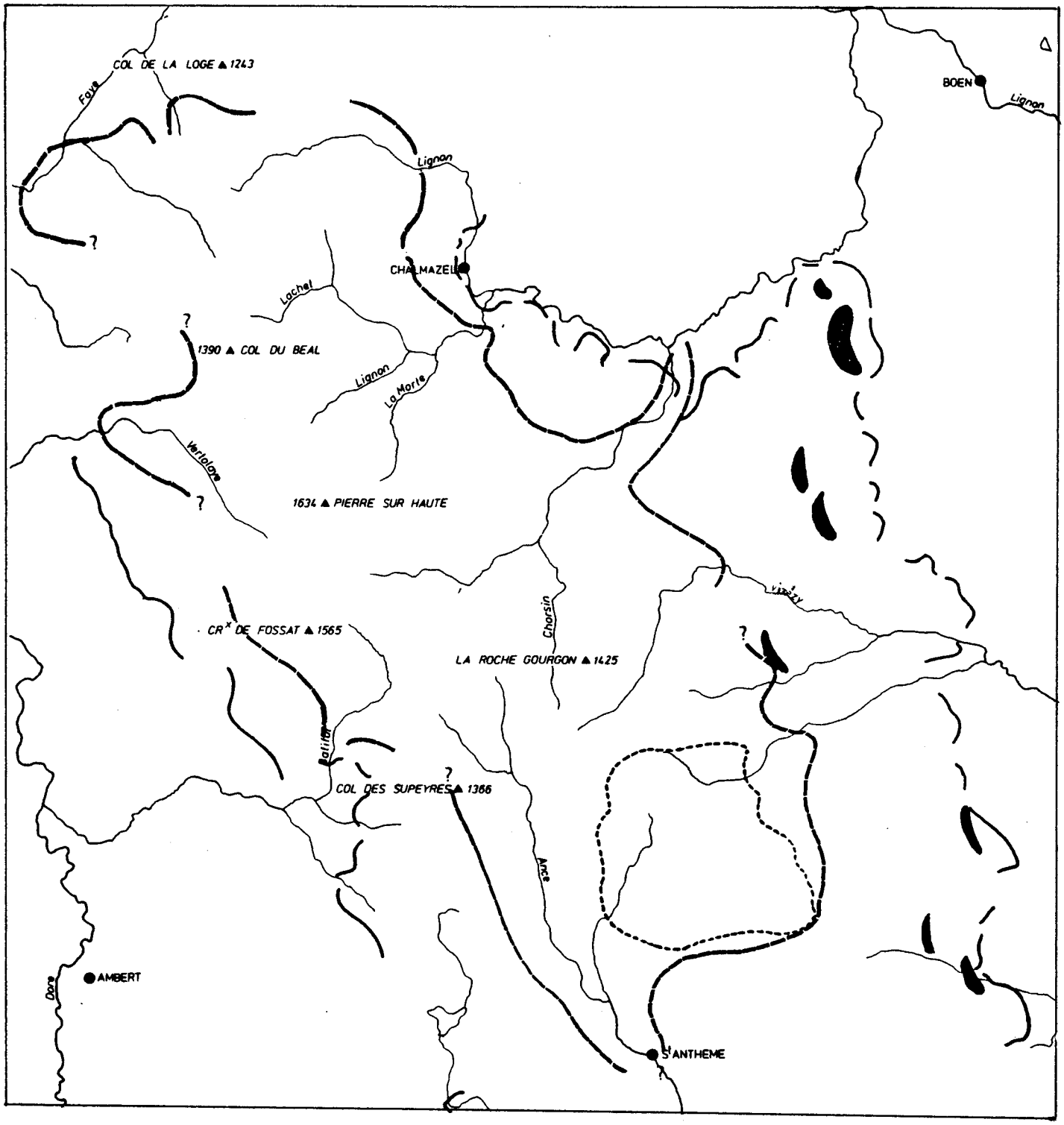


Fig. 18.4. LES PHENOMENES GLACIAIRES ET PERIGLACIAIRES LORS DE LA CRISE DU LACHET

Notre connaissance de l'épisode CHAMPAS 1 est moins assurée que celle des suivants. Très comparable à CHAMPAS 2 pour l'extension de la glace, le volume des débris mobilisés, la position de la ligne des neiges permanentes, il s'en distingue cependant par l'importance des phénomènes éoliens. Il est difficile de préciser la durée de l'épisode et la rigueur du froid. L'altération préalable de l'arène est probablement plus marqué que lors des épisodes suivants: elle peut justifier le déplacement d'un volume de matériaux aussi important que lors des épisodes suivants dans un contexte climatique moins long et/ou moins rigoureux. L'enrichissement en fines vers le haut peut traduire une évolution climatique vers la sécheresse qui suppose une certaine durée. Elle aurait pu se traduire par une régression glaciaire dont il ne reste aucune trace. Certaines cryoturbations au sommet des horizons C le laissent penser.

La place de cette séquence dans une chronostratigraphie reste délicat préciser: ***oscillation mineure ou épisode majeur?***

1.5. LA GLACIATION DU LACHET.

Il s'agit de la glaciation la plus ancienne connue en Forez et de la plus étendue.

1.5.1. L'englacement.

La surface couverte par la glace est représentée par figure n° 18.4. La calotte atteint des dimensions qu'elle n'a pas retrouvées depuis. Les vallées descendant du plateau sont les mieux alimentées, alors que celles des cirques autonomes ne semblent pas avoir une alimentation très supérieure à celle des épisodes CHAMPAS. En revanche, dans la vallée du Lachet, le plancher de l'alvéole a été atteint et débarrassé de ses altérites; lors de cet épisode s'est fixé le cours du Lachet. Dans la vallée de Pierre-Brune, les langues ont peut-être atteint la confluence du Lignon si les placages morainiques cités par DU ROSELLE (1945;1950) qui n'ont pu être retrouvés, existent bien. Dans la vallée de l'Ance, c'est à cette crise qu'il faut imputer les modelés en auge en amont de Saint Anthême. Les moraines ne peuvent être retrouvées, démantelées ou enfouies sous les dépôts postérieurs. Elles pourraient avoir atteint Eglisolles, où des dépôts dans une vallée morte proviennent du Haut Forez. Les collines de Narses au Sud de Baracuchet pourraient jalonner l'avance extrême de l'ice cap, en raison de leur disposition an arc et du développement de tourbières en arrière.

Les cônes associés à cet épisode représentent un volume très important, supérieur à celui des cônes récents.

La limite des neiges permanentes reste difficile à fixer: elle a été probablement inférieure à 1200 mètres, c'est-à-dire à la bordure du plateau sommital. La surface englacée s'est trouvée doublée. La puissance des émissaires peut alors expliquer le développement des formes d'érosion glaciaires tels qu'on les observe aujourd'hui: grands cirques du Fossat, modelé de la vallée de Chorsin avec les cirques des Planches et de Chorsin. Toutes ces formes sont difficilement compatibles avec la taille des organismes qui les ont occupées lors des crises plus récentes.

Le Pilat ne paraît pas avoir échappé à un certain englacement lors de cet épisode: les grands cirques du flanc nord ont leur plancher vers 1100 mètres. Bords d'auge et verrous dans la haute vallée du Gier sont empâtés sous les dépôts périglaciaires ultérieurs , faute de réactivation de ces formes lors des crises du CHAMPAS contrairement au Forez.

1.5.2. Les phénomènes périglaciaires.

La dynamique périglaciaire est mal connue dans la mesure où l'intervalle LACHET-CHAMPAS 1 n'a pas permis la conservation des dépôts. La nature des altérites, l'état de décompsition des roches granitoïdes explique que l'essentiel des dépôts périglaciaires soient constitués d'arènes plus ou moins fauchées et étirées par frost creep. Les arènes à blocs ne sont pas tout-àfait absentes cependant. Les niveaux inférieurs des Sétoux en font foi: les blocs sont assez rares et de petite taille.

Il semble que ces dépôts aient pu être importants en volume. Les recouvrements de la terrasse supérieure du Dorlay par quatre mètres de formation de pente est à rapporter à cette crise alors que les suivantes n'ont qu'un mètre de puissance.

La rareté des témoins ne permet pas de conclure à la présence d'un pergélisol ni même de faire des hypothèses sur les processus les plus actifs.

Les enseignements de la crise du Lachet semblent réduits. Il s'agit d'un épisode ***essentiel*** *de façonnement du modelé, avec une glaciation étendue et probalement une mobilisation importante des altérites sur les versants. Le volume des matériaux déplacé est très supérieur à celui des crises postérieures mais l'essentiel a été érodé depuis.*

2. CORRELATIONS EXTRA-REGIONALES ET DATATIONS.

A l'issue de cette reconstitution de l'étagement lors des différentes crises froides, il n'est plus possible d'esquiver la discussion sur l'âge des différents épisodes. Volontairement, cette discussion a été écartée afin que la définition de la stratigraphie régionale soit clairement établie en dehors de tout rattachement à une chronostratigraphie, rattachement qui ne peut être qu'une hypothèse de travail.

Il peut être tenté à partir de deux méthodes: d'une part, il existe quelques jalons chronologiques sur le terrain ou dans l'environnement régional, qui permettent des corrélations sans risque majeur d'erreur; d'autre part, afin de combler les lacunes -elles sont grandes- de cette méthode, il est possible de proposer, à partir d'hypothèses sur les conditions climatiques régnant dans d'autres milieux, et leur compatibilité avec les conditions nécessaires au développement des processus décrits sur le terrain d'étude, des solutions cohérentes et logiques. Cette méthode suppose une référence aux chronostratigraphies établies et particulièrement à la chronostratigraphie alpine qui a été retenue ici.

Cette référence a été choisie dans la région lyonnaise pour trois raisons:

- d'abord la proximité géographique incontestable: si au sens strict, la région lyonnaise n'a qu'assez peu joué le rôle de piémont au Quaternaire,pour les massifs orientaux, les moraines alpines s'étendent à Vienne, au pied même du Pilat.

-Les similitudes de comportement entre deux glaciations de montagne,sont plus grandes même si la différence d'échelle est incontestable, qu'avec le Bassin de Paris, c'est-à-dire indirectement, l'inlandsis fenno-scandinave. La distance très importante, les incertitudes liées au gradient thermique avec la laltitude dont il a été montré qu'il était considérable, la différence d'échelle des phénomènes sont des obstacles rédhibitoires pour une tentative de corrélation dans cette direction.

- Enfin, on dispose pour la région lyonnaise d'une stratigraphie récente et cohérente établie par P.MANDIER (1984), ce qui n'est pas la cas de la vallée de la Loire malgré l'important travail de J.MACAIRE (1981) qui souligne les difficultés de corrélation avec la stratigraphie d'Europe du Nord.

2.1. LES JALONS CHRONOLOGIQUES.

2.2.1. Le sondage du Gourd des Ailhères.

Il s'agit là du seul jalon certain sur le terrain d'étude.

La tourbière du Gourd des Ailhères est située sur le plateau du Gros

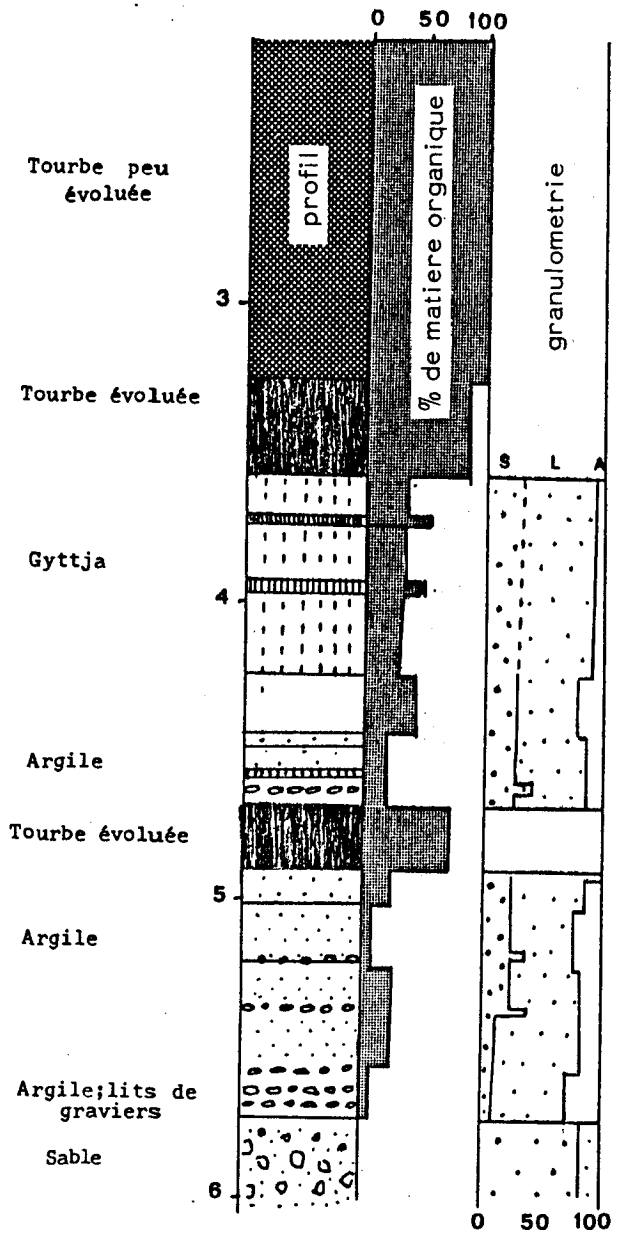


Fig. 18.5a. LE SONDAGE DU GOURD DES AILHERES : PROFIL

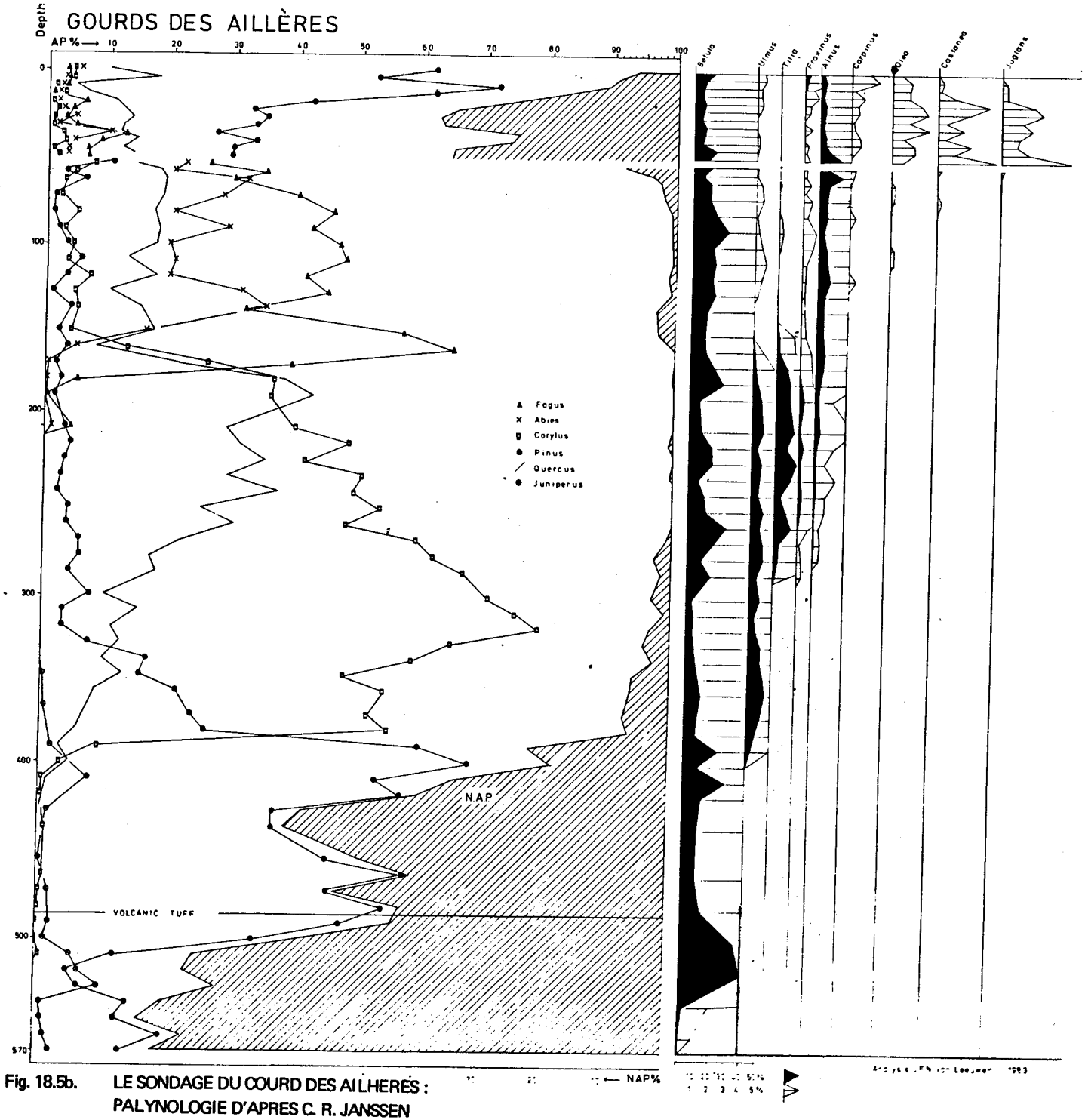


Fig. 18.5b. LE SONDAGE DU COURD DES AILHERES : PALYNOLOGIE D'APRES C. R. JANSSEN

Fumé, en arrière du bourrelet morainique du même nom (Pl. H.T.), immédiatement en-dessous de Pierre-sur-Haute. Plusieurs campagnes de sondages ont été effectuées en collaboration avec C.R.JANSSEN pour la palynologie et E.JUVIGNE pour la téphrochronologie.

Les résultats des analyses palynologiques et sédimentologiques sont donnés par la figure n°18.5.

De haut en bas, on observe:

- de 0 à 3.2 m : une tourbe organique noire peu évoluée avec beaucoup de macro-restes;
- de 3.2. à 3.6 m: Une tourbe évoluée noire;
- de 3.6 à 4.8 m : une gyttja brune, limono-argilo-sableuse;
- de 4.8 à 4.95 m: une tourbe évoluée noire;
- de 4.95 à 5.75 m: une argile parsemée de lits de graviers à 5.2;5.35;5.57;5.62 et 5.68 m.
- En-dessous de 5.75 m: un sable lité à graviers d'origine fluvio-glaciaire.

L'analyse de la teneur en matière organique de la carotte montre une teneur assez faible entre 3.75 et 5.75 m à l'exception d'une bande mince entre 4.8 et 4.95 m. La granulométrie de la gyttja et de l'argile montrent qu'il s'agit d'un dépôt lacustre, bien trié, fin, où les phénomènes de décantation prédominent. La médiane est à 14.5 microns, les coefficients de classement s'échelonnent de 1.8 à 2.2. pour le Q de PHI. Le matériel le plus fin et le mieux trié se trouve à la base de la séquence; la tendance est à l'augmentation de la médiane vers le haut; les courbes granulométriques des niveaux analysés sont représentés par la figure n°18.6.

L'analyse palynologique de la séquence permet de fixer avec une assez grande précision l'âge de fonctionnement de cette cuvette lacustre.

Sur le diagramme palynologique de C.R.JANSSEN (Fig.18.5), on observe nettement le développement de la courbe des arbres après une assez longue séquence steppique, représentée par *Artemisia sp.*. Ce développement de la végétation arborée correspond à la reconquête forestière à partir des zones les plus basses par les espèces pionnières.

On observe sucessivement la zone à Juniperus, Pinus et Betula puis Corylus, assez caractéristiques du Dryas. Deux oscillations chaudes sont reconnaissables, la première peut être considérée comme le Bölling, la seconde, plus marquée, comme l'Alleröd. Cette dernière est bien calée autour de 4.95 à 5.515 m. Elle correspond à la retombée sur la région d'un niveau de cendres volcaniques dont l'analyse minéralogique en cours par E.JUVIGNE permettra de confirmer s'il s'agit du tuf de la Grande Pile (E.JUVIGNE,1982). L'origine de ces cendres pourrait être la chaine des puys.

Une longue séquence steppique précède donc l'Alleröd: elle doit être ttribuée au Dryas ancien. En supposant, ce qui n'est qu'une hypothèse, que la vitesse de sédimentation dans le lac est constante, et en extrapolant à partir des niveaux repères et de leur position dans l'échelle chronologique, (Alleröd, Atlantique, Boréal) on pourrait estimer que le début de la sédimentation correspond à une date de l'ordre de 15 000 B.P. au minimum. La déglaciation du Forez serait assurée à cette date, et probablement bien avant, car un dépôt fluvioglaciaire d'épaisseur inconnue, traversé sur un mètre, se trouve sous le remplissage lacustre.

A la lumière de ces résultats, il est clair qu'il faut fixer la déglaciation du Forez à une époque antérieure à la base de la séquence lacustre c'est-à-dire

	MORAINES EXTERNES		MORAINES INTERNES	
CANTAL +	TRONQUIERES:	Kaolinite dom. + Illite, Montmorillonite (Felds. et quartz)	CARNEJAC :	Illite dom. + Montmorillonite tr. quartz,felds, kaol.
	LE BOUSQUET :	Kaolinite dom + Illite, Montmorillonite	CONDAT EN F. :	Illite et chlorite dom + tr de Kaolinite, (quartz, felds .)
FOREZ ++	LE LACHET :	Kaolinite dom + illite,chlorite tr de Gibbsite (quartz et felds.)	CHORSIN 1	Illite dom . + Kaolinite,smectite, interstr. c.v. (quartz, Felds., Lépidocrocite)
			CHORSIN 2 (Moraine latérale)	Interstr c.v. dom + Interstratifiés 10-14, Illite Kaol. (Quartz,felds.)
			CHORSIN C (Arène à blocs niveau C)	Intergr c.v. dom + Illite , interstrat. 10-14, Kaol. (Quartz, Felds.)

\+ in Y.VEYRET (1978) ++ Analyse M.N. LE COSTUMER

Tab. 18.1. MINERAUX ARGILEUX DES MORAINES DU CANTAL ET DU FOREZ

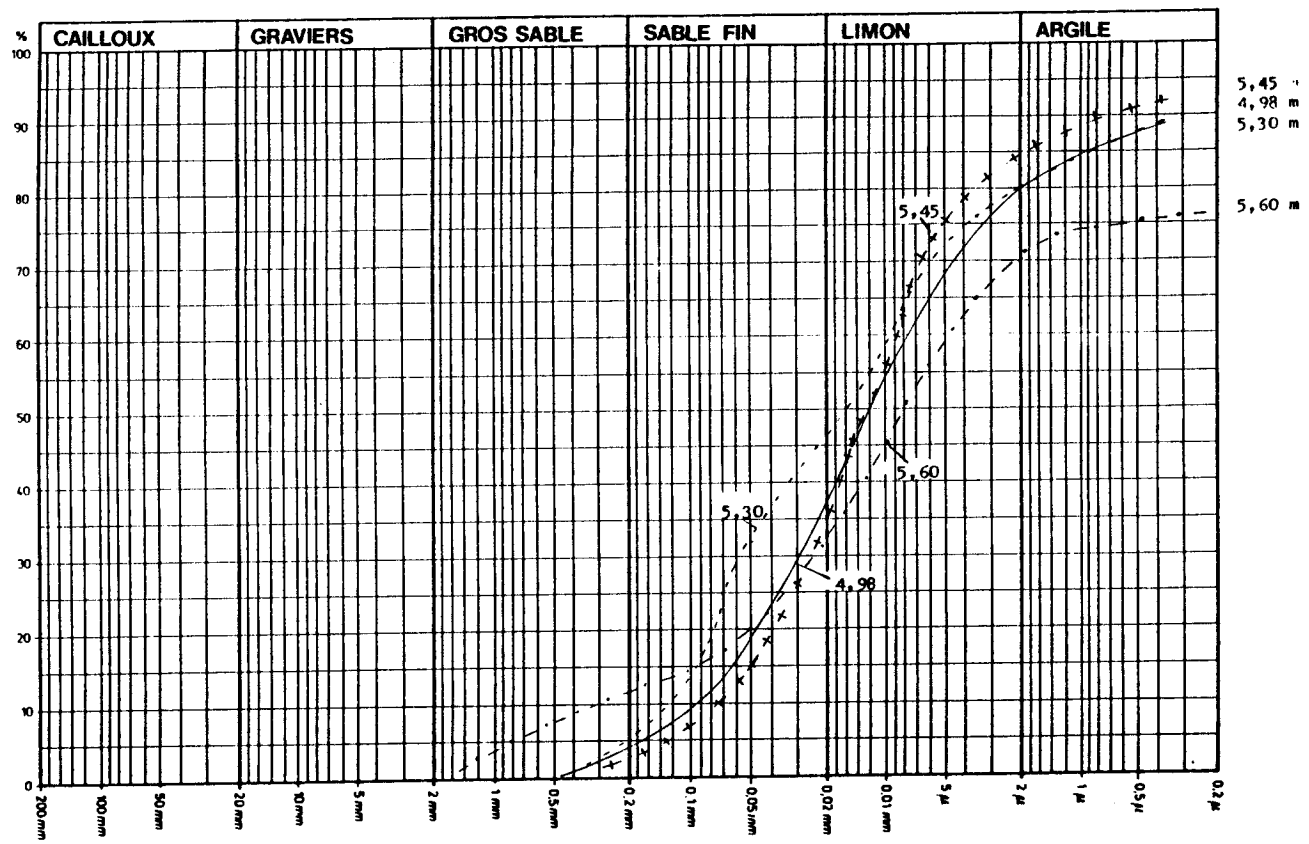


Fig. 18.6. GRANULOMETRIE DES SEDIMENTS AU GOURD DES AILHERES

avant le Tardiglaciaire puisque la moraine ferme la tourbière en aval.

2.1.2. La déglaciation du Forez.

Des résultats qui précèdent et les données fournies ailleurs dans le Massif Central où un schéma similaire se présente, il est possible de préciser quelles sont les hypothèses en présence.

Il n'est pas nécessaire de rappeler ici les similitudes observées dans la disposition des arcs morainiques en Auvergne et dans le Forez.

Par son volume, son extension, le double maximum observé en Aubrac et dans le Cantal par M.POIZAT et C. ROUSSET (1975) qualifié d'interne a pu être corrélé avec CHAMPAS 1 et 2.

La ceinture externe, plus évoluée, a été corrélée avec le glaciaire de LACHET et le stade de retrait avec GOURD DES AILHERES. Ces corrélations sont confirmées par la comparaisons des analyses de minéraux argileux étonnament convergentes données par J.VAN DORSSER (1982) pour les moraines du Cantal. (Tab.18.1)

Si les datations proposées par ces auteurs étaient retenues, à savoir Riss pour la ceinture externe, et Würm pour la ceinture interne, les mêmes âges pourraient être proposés pour les moraines correspondantes du Forez sans contredire les enseignements obtenus sur le sondage du Gourd des Ailhères.

En revanche, les interrogations que suscitent la datation de Lugarde se retrouvent en Forez: dans la mesure où l'on admet la corrélation stade de retrait du Cantal- stade du GOURD DES AILHERES, à l'âge proposé dans le Cantal, le Forez est complètement déglacé et seuls les névés d'altitudepeuvent se maintenir à cette période.

2.1.3 L'âge de la glaciation du LACHET.

Deux jalons permettent de proposer une datation pour l'épisode du LACHET.

* **La datation proposée par B.VALADAS et B.LANOE** (1981) à la coupe des Pinèdes est le premier de ces jalons.

L'étude de la succession de deux arènes fauchées et de deux arènes à blocs superposées conduit ces auteurs à proposer un âge Weichselien pour la séquence supérieure, et Saalien pour l'ensemble inférieur. L'arène fauchée supérieure est datée du pleni-glaciaire inférieur et l'arène à blocs du pleniglaciaire supérieur, séparées par un contact qui correspondrait au sol de Kesselt tel qu'il

est défini en Europe du Nord (GULLENTOPS,1954). La datation repose essentiellement sur l'existence d'un sol de rang interglaciaire à fragipan PB3 entre le complexe inférieur et le complexe supérieur.

Dans le cadre qui a été proposé, la coupure entre le complexe inférieur et le complexe supérieur des Pinèdes ne peut être corrélé qu'avec les séquences C/D des formations de pente du Forez et du Vivarais d'après les arguments pédologiques.(3) En effet, seul ce niveau connaît une évolution pédologique aussi poussée que le sol des Pinèdes. **Dans cette hypothèse, et sous réserve que la corrélation Saale-Riss soit admise, le niveau D pourrait être daté du Riss,** proposition convergente avec la datation proposée pour les moraines du LACHET. Dans le cas contraire, les corrélations deviennent difficiles.

*** Les jalons du versant rhodanien** sont plus sûrs et plus précis.

La nappe de la Terrasse-Sur-Doralay et de la Bachasse se raccordent à Givors à une terrasse de Ternay, mindélienne selon la définiion de P.MANDIER ($4_{ème}$ glaciation B.P.) La formation de pente fossilisant cette terrasse et attribuée à la séquence D est, au plus, contemporaine de la nappe moyenne supérieure c'est-à-dire de la $3_{ème}$ glaciation B.P. ou Riss ancien. Les remaniements à la base de la formation de pente n'excluent pas d'en faire un Riss récent éventuellement. Le sol développé sur cette formation de pente correspond à l'interglaciaire Riss-Würm + éventuellement Riss ancienRiss récent, les caractères ne permettent pas de trancher compte-tenu des différences de conditions locales avec les terrasses rhodaniennes.

Ces datations sont tout-à-fait convergentes avec la proposition de dater du Riss les moraines du Lachet puisque la corrélation séquence D des formations de pente-évènement de LACHET a été établie. (Tab.17.1)

2.2. LES HYPOTHESES CHRONOSTRATIGRAPHIQUES.

Deux hypothèses chronostratigraphiques méritent d'être discutées à la lumière des acquis du terrain et des jalons qui viennent d'être fixés d'une part, à la lumière des caractères paléoclimatiques des diverses périodes d'autre part.

2.2.1. Hypothèse n°1

Elle consiste à faire des deux maxima CHAMPAS 1 et 2 l'équivalent des maxima Würmiens de Béligneux et de Grenay (P.MANDIER,1984) c'est-à-dire du pléniglaciaire inférieur et du pléniglaciaire supérieur. On constate en

(3) Selon B.VANVLIET LANOE, communication orale.

effet une certaine similitude d'évolution: dans les deux cas, le stade le plus ancien est allé un peu plus loin que le stade le plus récent.

Cette hypothèse est en accord avec les propositions admises par Y.VEYRET (1981) dans le Massif Central. Dans cette hypothèse, CHAMPAS 1 correspondrait à un pleni-glaciaire inférieur (32000 à 35000 B.P.) et CHAMPAS 2 à un pleni-glaciaire supérieur (18 000 à 22 000 B.P.) Compte tenu des corrélations proposées, le niveau B des formations de pente devrait correspondre au Würm III et le niveau C au Würm II. Les implications paléoclimatiques de ces propositions sont les suivantes:

- Le Würm II très humide au départ se serait terminé par une période de gélifluxion intense et de pénomènes éoliens.

- Le pleni-glaciaire supérieur serait assez humide avec un froid peut être plus vif, conduisant à la compaction de C.

Ces propositions soulèvent **deux séries de problèmes,** l'une au pléni-glaciaire inférieur, l'autre au pléni-glaciaire supérieur.

* **Au pléniglaciaire supérieur,** la phase la plus humide et la plus froide semble se situer à la fin de la période immédiatement avant la coupure de Kesselt; or dans l'ensemble C des formations de pente, il est clair qu'on assiste à un assèchement progressif et à un ralentissement de la gélifluxion au profit de phénomènes éoliens et de structuration par la glace. Cette divergence d'évolution s'explique mal. Plus important encore, la phase d'altération et de pédogénèse mise en évidence entre C et B ne trouve pas d'explication; cette coupure correspondrait, certes, au niveau de Kesselt, mais tous les auteurs, (J.SOMME, JP.LAUTRIDOU et R.PAEPE,1980) insistent bien sur le fait qu'il s'agit d'un niveau d'érosion plus que d'un véritable paléosol, que si sol il y a, il s'agit d'un gley de toundra, sol peu évolué sans commune mesure avec ce qui est observé sur les lames en Forez et Pilat-Vivarais. La différence d'altitude et de milieu n'est qu'un argument pour renforcer cette conviction. L'évolution pédologique devrait être plus rapide sur les sols limoneux du bassin de Paris, à basse altitude. Le type de sol même, gley de toundra, suppose des conditions rigoureuses, et probablement un pergélisol au moins discontinu. On ne connaît pas d'autre réchauffement suffisamment long et important dans cette partie de la glaciation würmienne.

* **L'épisode du GOURD DES AILHERES** postérieur au pléniglaciaire supérieur, ne pourrait, dans cette hypothèse que trouver sa place dans le Tardiglaciaire. Les niveaux A et B_1 devraient correspondre à cette période.

Les contradictions apparaissent d'une part avec les jalons que l'analyse

de la tourbière a permis de placer, d'autre part au niveau de la logique.

On est en effet contraint d'envisager un retour des glaces après 18 000 B.P. Cette réavancée suppose un climat froid et humide alors que le climat de cette période semble se caractériser surtout par sa sécheresse. Dans les Alpes, toutes les études ont montré qu'il n'y avait pas de stade de retrait intermédiaire entre le maximum de 17 000 B.P. et les stades tardiglaciaires du DRYAS. (J.L DE BEAULIEU,1978; M.JORDA,1983). Mieux, il semble souvent que ces récurrences soient autonomes après une fusion complète des glaces qui se placerait entre 17 000 et 14 000 B.P.

Les diagrammes de MARKGRAF dans les Alpes montrent bien, qu'entre 17 000 et 11 000 B.P. la limite supérieure de la forêt s'élève rapidement. Fixée à 1000 m vers 15 000 B.P., elle est à 1800 m vers 11 000 B.P. et ne redescend ensuite jamais en-dessous de 1600 mètres. Ces conclusions rendent difficile toute extension des glaces en Forez après le maximum de 17 000 car la limite forestière atteint alors toujours une altitude qui est celle de la surface sommitale, ceci même lors des refroidissements du Dryas. Même s'il n'existe pas, pour des raisons de vent, de sols, effectivement de formation forestière à cette altitude avant l'Alleröd, il est difficile de concevoir l'extension des glaces dans de telles conditions climatiques.

Il faut enfin souligner les difficultés qu'impliquerait une telle hypothèse sur la dynamique périglaciaire. Compte-tenu des corrélations établies, il faudrait que l'essentiel du volume des formations de pente, soit l'ensemble A et l'ensemble B_2 se soient mis en place en une période courte entre 17 000 et 12 000 alors que le volume déplacé pendant les 50 000 ans précédents aurait été souvent beaucoup plus réduit, ceci dans une période climatique qui est connue pour être marquée de réchauffements.

2.2.2. L'hypothèse n°2.

Elle consiste à faire **du GOURD DES AILHERES le pléniglaciaire supérieur würmien et à séparer par un réchauffement de rang égal ou supérieur à l'Holocène les crises CHAMPAS 1 et CHAMPAS 2.** Cette démarche surprenante peut se justifier par le fait qu'à cette altitude, compte tenu de la fraîcheur du climat, de la brêve durée de ce réchauffement il n' y a pas eu la possibilité de développement de sols plus évolués que des ocres podzoliques.

Dans cette hypothèse, CHAMPAS 2 représente le pleniglaciaire inférieur froid et humide, se traduisant par une extension maximum des glaciers et une gélifluxion intense.

La sécheresse croissante, caractérisant le pleni-glaciaire supérieur s'exprime alors par une régression considérable des glaciers morcelant les grands organismes et laissant subsister des glaciers de fond de cirques, des langues courtes

plus ou moins coupées de leur alimentation, (Chorsin...) Dans cette perspective, la calotte est du début du Würm et on comprend mieux l'importance de la couverture d'arènes à blocs et l'intensité de la gélifraction y compris dans la zone englacée parce que sa durée est beaucoup plus longue.

Le Tardiglaciaire se traduit alors exclusivement par des névés et la réactivation de formes périglaciaires entre 1200 et 1600 mètres.

La sécheresse explique la faible épaisseur de la séquence B_2: elle explique aussi le grand développement des chirats dès le début du pleniglaciaire supérieur: on retrouve là une idée émise par P.BOUT à propos des clapiers phonolitiques de Haute-Loire, doutant que le seul Tardiglaciaire ait suffi à leur développement. Il n'est pas question de remettre en doute leur fonctionnement au Tardiglaciaire mais il ne pourrait s'agir que d'une réactivation de formes plus anciennes.

L'objection essentielle qui peut être faite à cette interprétation, à savoir l'importance de la régression glaciaire au Würm III sans rapport avec celle des Alpes pourrait être levée en montrant que de petits organismes, dont l'alimentation est en position altitudinale-limite, au-dessus des neiges permanentes, sont beaucoup plus sensibles aux fluctuations d'humidité que les plus grands. Ce qui est vrai pour le Forez, pourrait l'être également pour l'ensemble du Massif Central et cette proposition n'est en contradiction avec aucune des observations ou jalons chronologiques sûrs à l'exception de la datation de Lugarde dont la validité a été discutée.

Cette hypothèse conduit à placer entre B_1 et B_2 l'interstade de Kesselt, caractérisé sur certaines lames par des illuviations de matière organique plus compatible avec le développement d'un sol de type arctique; il se traduit surtout par une érosion et des changements de compaction et de dynamique (du ruissellement à la gélifluxion).

Il faut ici placer CHAMPAS 1 avant le pleni-glaciaire inférieur. La position de cet épisode dépend de la durée nécessaire pour obtenir l'altération de l'ensemble C. Placer cet épisode autour de 125 000 B.P. (Riss récent ?) semble conduire à un **interglaciaire trop long pour l'altération observée. CHAMPAS 1 devrait donc correspondre à l'une des séquences froides repérées entre le Riss récent et le Pleniglaciaire inférieur** tant sur les diagrammes polliniques de la Grande Pile (G.WOILLARD,1977) que dans le marais des Echets. L'altération des niveaux C étant le résultat d'un réchauffement plus long et/ou plus chaud que les 12 000 ans de l'Holocène, l'épisode doit probablement être rejeté **assez loin dans un Würm ancien** assez mal connu. L'altération pourrait peut-être correspondre à la **somme des réchauffements de Saint Germain I et II,** où une

végétation de type chenaie mixte est révélée tant à la Grande Pile qu'aux Echets. Ces données pourraient laisser supposer l'existence d'une forêt d'altitude vers 1000 mètres d'altitude, sous laquelle une pédogénèse ocreuse ou brun-ocreuse,voire même brun acide reste plausible avec disparition complète de la glace. Il s'agirait bien alors **pour le Forez d'un véritable interglaciaire** avec le développement d'une végétation comparable à l'actuelle pendant une durée comparable à l'actuelle et disparition de la morphodynamique froide.

Si l'Holocène sert de référence pour définir la notion d'interglaciaire, ce terme doit être utilisé pour définir l'intervalle CHAMPAS 1-CHAMPAS 2 en Forez. Ces propositions présentent l'avantage de rendre compte du maximum de faits connus actuellement, de lever les objections de la première hyppothèse; elle va certes, à l'encontre des datations proposées dans d'autres secteurs du Massif Central, notamment par(4) M.POIZAT et C.ROUSSET (1975 et 1979) et d'Y.VEYRET (1981), mais il conviendrait d'étudier dans les secteurs de l'Auvergne, si elle ne peut rendre compte de faits nouveaux. Elle s'acccorde avec certaines opinions émises par P.BOUT (1973) à propos des clapiers du Velay, avec les travaux de E.DEBARD et F.MOSER (1976) qui estiment qu'il n'y a pas eu depuis 18 000 ans de période vraiment rigoureuse. Elles ne sont pas non plus contradictoires avec les propositions de B.LANOE et B.VALADAS en Margeride puisque la séquence C serait immédiatement consécutive à l'Eemien tel qu'il est défini par G.WOILLARD (1977) à la Grande Pile, c'est -à dire à l'avant dernier interglaciaire défini par P.MANDIER (1981) aux Echets.

Dans cette perspective, le pléniglaciaire inférieur serait la période d'englacement maximal du Würm et de l'évolution géomorphoogique sur les versants. Cette évolution vers une dynamique **de moins en moins active au cours du Würm** correspondrait d'une part à un assèchement du climat, d'autre part à l'épuisement progressif du stock d'altérites mobilisables. L'alternance répétée de réchauffements et de refroidissements au débuts du Würm (CHAMPAS 1 et 2) est plus favorable à la fourniture de matériel qu'une longue et unique période de froid rigoureux sans rémission. Une part de ces oscillations pourraient correspondres aux "interstades" Amersfoort, Brörup , Odderade qui, en ces latitudes plus méridionales pourraient avoir pris des caractères climatiques analogues à l'Holocène. L'efficacité de CHAMPAS 1 pourrait également s'expliquer en dépit de sa brièveté, par sa position immédiatement après l'interglaciaire éémien, le plus long depuis la glaciation du LACHET (25 000 à 30 000 ans au minimum.)

L'hypothèse 2, plus en accord avec les observations de terrain et l'enseignement des stratigraphies des régions proches sera donc proposée: l'ensemble de ces propositions sont résumées dans le tableau n° 18.2.

---

(4) dont .... la notre en 1980 où seule l'hypothèse 1 avait été évoquée.

Dynamique des versants	Stades glaciaires Forez	Stratigraphie dépôts de pente	Terrasses du Lignon	Corrélations région lyonnaise	Datation
Tourbes					Boréal
					Allerød
Cryoturbation et gélifluxion 1200	Névés à 1500 m	A	Lit majeur		Dryas ancien
	Déglaciation				
Déflation Gélifluxion	Stade GOURD D'				
Compaction de C	AILLERES	B_2	Basse terrasse	Grenay	Würm III
Illuviation de mat . Organique					Kesselt ?
Gelifluxion et ruisellement frost creep	CHAMPAS 2	B_1	Basse terrasse	Beligneux	Würm II
Sol lessivé					
Gélifluxion	CHAMPAS 1	C	Terrasse des Faugerons	?	Würm très ancien ? Riss récent ?
Paléosol					
Gélifluxion Frost creep	LACHET	D	Terrasse de Sainte Agathe	Garon ?	Riss (Récent ?)

Tab. 18.2. TABLEAU GENERAL DES CORRELATIONS ET DES DATATIONS

3. CONCLUSIONS CHRONOLOGIQUES ET DYNAMIQUES.

L'étude des dépôts périglaciaires et glaciaires permet donc de caractériser plusieurs crises froides, autonomes par leur inégale durée, une extension des glaces spécifique à chacune, un étagement des phénomènes périglaciaires propre à chacune. A titre d'hypothèse, elles peuvent être rattachées à la chronologie et s'étaleraient entre le Riss et le Tardiglaciaire.

La crise la plus ancienne est celle du LACHET. *Elle se signale* ***par l'extension maximum des glaciers.*** *Elle est à l'origne de dépôts périglaciaires très étendus probablement épais jusqu'à basse altitude 700 mètres au moins. Certains indices semblent montrer que cet épisode est complexe.* ***Le volume des matériaux mobilisé est considérable, plus important qu'il ne le sera jamais depuis lors.*** *Il suit un long interglaciaire et remanie des altérites très évoluées, probablement l'interglaciaire Mindel-Riss.* ***Cet épisode du LACHET (D) doit être rattaché au complexe Rissien (P.MANDIER,1984)*** *sans qu'il soit possible de préciser à laquelle ou auxquelles des glaciations rissiennes il doit être assimilé.*

La crise de CHAMPAS 1 lui succède après un interglaciaire long, jalonné par le développement de paléosols jusqu'à haute altitude. *Cet épisode correspond à une crise* ***froide, humide assez brève,*** *avec* ***un englacement très étendu dans le Forez et des dépôts périglaciaires épais au-dessus de 900 mètres d'altitude.*** *Les dépôts de cette période sont mieux conservés, notamment là où une semelle limoneuse avec saupoudrage éolien a permis sa conservation. L'évolution climatique au cours de cette crise est complexe avec un assèchement marqué en fin de période:* ***il pourrait correspondre à un ensemble de crises séparées d'améliorations climatiques plus ou moins importantes.*** *La corrélation de cet épisode est délicate: il pourrait s'agir* ***Riss récent*** *ou plus vraisemblablement d'un Würm très ancien pouvant être corrélé avec les épisodes MELISEY I ou II de G. WOILLARD (1977).*

La crise de CHAMPAS 2 survient après un ou plusieurs réchauffements d'importance comparable à l'Holocène. *Ces réchauffements pourraient inclure les* ***interstades classiques de Amersfoort, Brorup, Odderade.*** *Cette crise qui correspond* ***au pléniglaciaire inférieur*** *se caractérise* ***par une extension des glaces identique à l'épisode précédent, une forte humidité donc, mais des dépôts périglaciaires moins abondants en volume quoique présents partout.*** *La dynamique périglaciaire se fait sentir à des altitudes nettement plus basses qu'à l'épisode précédent pratiquement jusqu'aux piémonts.*

La crise du GOURD DES AILHERES survient après un réchauffement interstadiaire *marqué par une illuviation, discrète, de matière organique dans les profils. Cet interstade pourrait être l'équivalent, dans ce milieu, du niveau*

de Kesselt *défini en Europe du Nord.*

Cette crise se caractérise surtout par la compaction, la structuration des matériaux préalablement déposés, plus que par l'apport de matériel neuf, le relais de la gélifluxion par la cryoturbation, le développement de la gélifraction et des clapiers, de la déflation éolienne. *La sécheresse est croissante et l'étagement des modelés moins prononcé.* ***L'englacement est restreint en étendue*** *les glaciers subsistants sont moins actifs de type glaciers couverts souvent. Le volume des matériaux périglaciaire est faible, mais représentés partout en raison des rigueurs du froid. Cette crise* ***correspondrait au pléniglaciaire supérieur (Würm III).***

Les crises tardiglaciaires s'amorcent après la déglaciation du Forez, après 15 000 B.P., se poursuivent dans le DRYAS ancien et le DRYAS récent. *L'étagement des modelés est marqué: seuls les sommets au-dessus de 1200 mètres sont affectés par la dynamique périglaciaire, gélifluxion et nivation; la sécheresse et la déflation éolienne sont responsables de l'avortement de l'englacement.* ***Il n'y a plus d'englacement au Tardiglaciaire.***

Au Dryas récent, la reconquête de la forêt semble importante jusqu'à 900 mètres au moins et la mise en sommeil de la dynamique périglaciaire se généralise à l'exception du domaine supraforestier. Les réactivations de la morphogénèse sur les versants ne sont plus ensuite en relation avec une dynamique périglaciaire mais ***avec les défrichements anthropiques.*** *Le modelé périglaciaire n'est plus déjà qu'un héritage.*

CONCLUSION GENERALE DE L'HERITAGE PERIGLACIAIRE AU MILIEU NATUREL ACTUEL

A l'issue de ce travail, il est nécessaire de faire le bilan des acquis. Certes beaucoup de conclusions ne sont pas définitives, beaucoup de voies sont à explorer qui ont été indiquées ici où là au cours du développement mais il convient de souligner un certain nombre de conclusions tant dans le domaine de la dynamique de l'agencement des modelés que dans le domaine de la chronologie.

1.UN MODELE D'ETAGEMENT DES HERITAGES FROIDS DANS LES MOYENNES MONTAGNES CRISTALLINES

Un modèle d'étagement des héritages froids peut-être proposé: il a un caractère suffisamment général pour pouvoir être appliqué à d'autres massifs d'Europe Occidentale. Il éclaire l'agencement des formes d'une manière telle qu'il autorise une série d'hypothèses sur les conditions de l'environnement paléoclimatique lors des crises froides. Non seulement il apporte la preuve que le modelé périglaciaire est d'autant plus affirmé que l'on s'élève -ce qui est une banalité- mais il permet de définir des **seuils** aux limites d'étages, caractérisés chacun par des associations de formes-types. Il est bien évident que cette méthode ne pourra être appliquée à d'autres massifs qu'au prix de la définition de nouveaux faciès d'étage pour tenir compte des particularités pétrographiques des massifs en question.

Les quatre étages qui ont été définis ne correspondent pas à une situation

climatique-type à un moment donné de l'histoire morphogénique qu'il serait absurde de privilégier; ils correspondent à l'effet cumulatif de crises successives, de durée et d'intensité inégales,mais qui déterminent des modelés différenciés. A cet égard, il est apparu clairement que tout étagement des modelés fondé sur l'examen des formes ne pouvait pas se dispenser de la prise en compte de la dimension chronologique. Il se trouve dans l'exemple choisi, lors de chacune des crises froides, les seuils se sont situés souvent aux mêmes altitudes, menant à une différenciation croissante des étages avec le temps. Il est trop tôt pour indiquer si cette coïncidence est le fait du hasard, l'effet de causes liées à la dynamique des masses d'air arrivant sur le Massif Central, l'effet d'héritages antérieurs par le biais de l'extension et de la nature des manteaux d'altérites et des systèmes de pente.

2. DEUX REPONSES DES GRANITOÏDES A LA GELIFRACTION.

La faible gélivité du granite sain se trouve confirmée par le résultat des essais en enceinte climatisée. En revanche, la production de débris peut être très importante dès lors qu'une altération ou une fracturation préalable existe, même modérée. Dans ce cas, la production de débris peut atteindre 50 % du bloc d'origine au bout d'un nombre de cycles de gel-dégel assez réduit. **Sur le terrain, le gel affecte donc essentiellement le front de cémentation de l'arène et le front d'arénisation plus que les chicots rocheux immunisés par leur position.** On peut donc penser qu'une part importante des arènes peu évoluées minéralogiquement observées sur les replats d'altitude moyenne dérivent de ce processus dès lors que le front de gel pénètre suffisamment. Dans les cas les plus extrêmes, le feuilletage de l'arène par le gel, observé dans plusieurs sites d'altitude confirme le mécanisme d'**une arénisation périglaciaire** en lui donnant un caractère spectaculaire.

Outre cette remarque générale sur les conditions de l'arénisation périglaciaire, l'étude a permis de conclure à l'existence de **deux comportements distincts** résultant d'une balance différente du bilan "production de sables-production de fines". L'importance de ce résultat a été souligné car il explique une bonne part des différences de comportement observées sur le terrain: il se trouve responsable du développement des éboulis et des chaos de blocs dans certains faciès. Cette différence de comportement s'observe à tous les stades de l'altération tant au niveau du granite sain que de l'arène déjà meuble. Elle ne traduit donc pas seulement **le degré d'altération** atteint par le granite: les causes en sont plus lointaines et plus complexes. Des facteurs de différenciation

ont été mis en lumière comme l'hydrothermalisme ou la fracturation d'origine tectonique, d'autres sont probablement à découvrir dans l'histoire magmatique et tectonique du massif lors de sa mise en place.

Dans certains faciès, les joints entre minéraux semblent être des lignes de faiblesse préférentielles et la gélifraction conduit à une désagrégation granulaire assez rapide fournissant une arène grossière. **Dans d'autres faciès, les lignes de faiblesse sont constitués par un réseau de fissuration indépendant des joints entre minéraux produisant souvent des débris plus fins que dans le cas précédent.** Dans ces conditions il est clair qu'il **n'est pas possible de définir une échelle unique de résistance au gel des minéraux,** mais on peut souligner, qu'en règle générale, **le quartz, plus fissuré est le plus gélif,** que les feldspaths ont un comportement très différent d'un massif plutonique à l'autre en fonction de leur fracturation. La connaissance de l'histoire magmatique, des conditions régnant lors de la cristallisation des magmas est un élément déterminant pour comprendre le comportement des échantillons.

Sur les matériaux sains, cette **divergence dans l'évolution peut être soupçonnée par la mesure de la porosité au mercure et l'interprétation de la courbe porosimétrique.** Bien que des progrès soient encore à faire dans ce domaine, il apparaît déjà qu'il existe une relation entre certains caractères de la porosité et l'appartenance à l'un ou l'autre type. Une courbe concave, une faible porosité piégée, annoncent une désagrégation lente, fournissant beaucoup de fines, du second type précédemment défini. Une courbe rectiligne, une forte porosité piégée, annoncent au contraire une arénisation du premier type. Les indices proposés, (N et S_{cr}) doivent permettre de mieux quantifier le phénomène. Les progrès à attendre dans l'interprétation de la géométrie du milieux poreux devraient conduire d'une part à affiner l'analyse, d'autre part, à faire un pas décisif dans la recherche des causes de ces comportements.

Enfin ont été soulignés les liens entre le comportement à la gélifraction du granite et de l'arène d'une part, la dynamique des versants d'autre part, par le biais de l'importance et de la nature du matériel fourni. Des relations claires ont été établies entre les résultats de l'expérimentation et les observations de terrain, ce qui donne tout son intérêt à la poursuite d'une telle recherche. **Plus que jamais, les phénomènes d'échelle microscopique retentissent sur l'évolution du versant. Les liens entre des phénomènes qui se situent pourtant sur des plans taxonomiques différents ont été démontrés.**

3. LA DYNAMIQUE DE L'ARENE EN MILIEU PERIGLACIAIRE EST CONDITIONNEE PAR SA TENEUR EN EAU.

La teneur en eau de l'arène à chaque saison et particulièrement lors de l'engel et du dégel explique, pour une large part, la dynamique du versant. Cette conclusion, fondamentale, n'a pas été jusqu'à présent, suffisamment prise en compte. Cette teneur en eau est une conséquence de multiples facteurs dont les principaux sont les modalités de l'écoulement sur le versant, notamment les sous-écoulements, la géométrie du front d'altération, la granulométrie de l'arène, sa teneur en fines héritée ou produite par le gel, les conditions thermiques par le biais de l'existence ou de la profondeur du pergélisol. La teneur en eau permet en effet d'expliquer le développement de tel ou tel processus de structuration de l'arène, la substitution de tel processus à tel autre.

Au cours du temps, la substitution incessante d'un processus à l'autre, bien révélée par l'analyse micromorphologique qui se révèle ici décisive, rend délicat le passage de l'échelle des formes de terrain à l'échelle microscopique.

La typologie des arènes déplacées effectuée à partir des observations de terrain ne recouvre pas et ne peut pas recouvrir la typologie des dynamiques mises en évidence. Pour cette raison et volontairement, la terminologie issue des observations de terrain, qui est une typologie descriptive, arènes fauchées, arènes litées, arènes remaniées à blocs... doit être clairement distinguée des processus qui affectent cette arène et qui ont été définis sous les noms de cryoreptation, gélifluxion, migration des fines et compaction. Le passage du processus élémentaire à la formation observée sur le terrain ne peut se faire que dans une perspective historique. La formation résulte de la succession, dans un ordre donné, de différents processus, soit au cours d'une seule crise glaciaire, soit au cours de plusieurs crises périglaciaires. **L'ordre de la succession dépend avant tout des conditions stationnelles, d'une logique interne des processus,** mais aussi des conditions climatiques.

En soi, le processus ne peut être jugé comme caractéristique d'un milieu paléoclimatique donné puisqu'il est avant tout déterminé par les conditions stationnelles. Il a été montré par exemple que gélifluxion et cryoreptation pouvaient coexister en même temps sur différentes parties d'un versant. A fortiori, les successions de processus ou séquences de processus qui conduisent à la définition d'une formation ne sont pas caractéristiques d'une période. L'étude de l'étagement des formations, des rapports qu'elles entretiennent avec les

formations glaciaires révèle l'existence de multiples générations de formes et formations comme le danger qu'il y aurait à faire de telle ou telle formation, un repère chronologique. Si des fréquences plus ou moins grandes sont mises en évidence lors de chaque épisode climatique, elles ne constituent jamais un indicateur parfaitement sûr.

Dans la définition de l'alimentation en eau, l'accent a été mis sur la présence de fines, limons grossiers et sablons qui favorisent la rétention de l'eau l'établissement du pergélisol et la gélifluxion pelliculaire. **La quantité de fines produites par gélifraction, variable selon le faciès,est un élément important de même que la redistribution des fines par cryophorèse , par lavage , par déflation éolienne.** La méthode statistique utilisée pour l'interprétation des courbes granulométriques , l'ajustement à des lois de distribution dont la validité a été testée expérimentalement, permet de préciser la part des fines produite par le gel, par l'accumulation éolienne, la ségrégation de glace où le déficit dû à l'exportation par le vent et les eaux courantes. L'étude régionale a permis de cerner les sites favorables au développement de telle ou telle dynamique en fonction notamment de la topographie ou de la distance à la crête.

Ainsi, la controverse entre les tenants d'une remise en déplacement des formations de pente lors de chaque crise froide et de leur superposition a pu être dépassée. Les conditions nécessaires à la superposition des dépôts sont relativement strictes; elles exigent des conditions topographiques (base de pente), granulométriques (richesse en fines), climatiques (froid rigoureux), permettant le développement du pergélisol. Dans ces conditions seulement, un engraissement permanent des formations de pente apparaît à mesure que le pergélisol migre vers la surface au fil des ans. Partout ailleurs, la troncature des profils est la règle, à des niveaux plus ou moins profonds, mais pouvant conduire à la remobilisation de la totalité des formations déplacées.

La réponse du versant aux sollicitations gravitataires nées de la dynamique périglaciaire est variable selon l'héritage. Deux évolutions se dessinent:

-une tendance au décapage de l'altérite qui nettoie les noyaux rocheux et permet leur attaque par la macrogélifraction;

- une tendance à l'engraissement des versants sous ses débris.

Entre ces deux extrêmes, tous les équilibres peuvent exister qui sont autant de cas particuliers.

4. LE BILAN DENUDATION-GELIFRACTION REGIT LA DYNAMIQUE DU VERSANT.

L'équilibre entre la gélifraction, c'est-à-dire la fourniture de débris

meubles, et leur exportation par gélifluxion se mesure en terme de bilan.

Si la dénudation l'emporte, le front d'altération est rapidement mis à jour et un modelé de gélifraction différentielle se développe. Tors, éboulis, corniches sont dégagés.

Si la dénudation est faible, on observe une tendance à la superposition des altérites mises en place successivement avec une troncature à un niveau plus ou moins élevé du profil. Dans ce cas, une reconstitution stratigraphique est possible.

Le bilan est commandé par des facteurs complexes où interviennent, le faciès pétrographique, l'héritage des arènes, la topographie et le climat.

La pétrographie intervient en fournissant une quantité variable de débris, de granulométrie plus ou moins fine lors du gel. Ces comportements distincts ont été mis en lumière lors des essais de gélifraction. Elle intervient aussi de manière indirecte par le biais des héritages, du modelé pré-quaternaire avec ses replats, ses couloirs et alvéoles plus ou moins étagés. Le climat intervient sous le forme du microclimat, exposition, position sur le versant, position par rapport aux taches de neige... La complexité des facteurs en action rend malaisée la définition de règles générales. On peut toutefois dire que:

- la position de haut de versant conduit presque toujours à un déséquilibre du bilan en faveur de la dénudation, et les bas de versant à la situation inverse. En haut des versants, l'arène est mince, l'exportation éolienne est maximale, donc les fines rares, le pergélisol s'installe mal ou de manière discontinuecar l'humidité est moindre.

- la situation sur un aplanissement dépourvu d'altérites conduit presque toujours à un bilan favorable à la dénudation. L'efficacité de la gélifraction est ralentie en l'absence de compresse d'arène, la fourniture de débris est maigre, avec une proporition importante de fines évacuées par le vent ou les eaux;

- La position sur un aplanissement riche en altérites conduit à la situation inverse. L'arénisation périglaciaire est alors notable, l'épaississement des arènes est souvent observé. Leur déplacement, si la pente le permet, conduit à la superposition des générations d'arènes.

La comparaison de tous ces paramètres est souvent cumuative et permet une différenciation marquée du paysage périglaciaire. L'exemple le plus significatif est celui des reliefs résiduels et des alvéoles où la répétition d'un certain nombre d'associations de formes trouve ici une explication satisfaisante. Ces évolutions fréquemment observées, ne doivent pas être imputées à un seul facteur mais au contraire à une convergence remarquable qui mérite d'être rappelée.

Dans le cas de reliefs résiduels, se conjuguent les effets de la topographie, de la pétrographie, des conditions climatiques pour déséquilibrer les termes du bilan au profit de la dénudation. La topographie favorise la dénudation non seulement en accélérant la migration des arènes sur le versant mais aussi en offrant à la morphogénèse froide des versants souvent dénudés lors d'une période antérieure ou au début de la crise froide: l'effet de compresse ne joue pas, la pétrographie a toutes chances d'être défavorable (il est évident qu'un relief en saillie depuis longtemps, parfois depuis l'Eocène est constitué de matériel "résistant" quelle qu'en soit la cause, minéralogie,fracturation...). Sauf dans le cas d'un renversement complet de l'échelle de résistance en milieu froid, l'arénisation périglaciaire reste limitée. Le débitage de grandes dalles selon le réseau de fractures reste le cas le plus fréquent.

Les conditions climatiques enfin, sont caractérisées par une exposition maximale au vent, exportant les fines et asséchant les rochers.

Au contraire, l'alvéole où l'héritage d'arènes est conservé est le siège d'un approfondissement du front d'arénisation sous l'effet du gel. Tous les facteurs favorables se trouvent réunis: concentration des eaux de ruissellement, de la neige et des névés au pied des versants, évacuation des matériaux difficile et souvent plus grande "fragilité" de la roche.

5.DES CRISES MULTIPLES A L'EFFICACITE DE PLUS EN PLUS REDUITE

Si peu de choses sont connues des crises les plus anciennes, l'héritage de quatre crises distinctes est identifiable. **Elles se caractérisent par une sécheresse croissante, une réduction progressive de l'englacement, et même sa disparition lors de la dernière.** En revanche, à l'exception de la dernière crise qui affecte un secteur limité en altitude, on ne constate pas une réduction du domaine soumis à la dynamique périglaciaire sur les versants d'une crise à l'autre: au contraire, le domaine est chaque fois plus étendu alors que le volume des matériaux mobilisé est chaque fois réduit: il n'y a pas de terrasse tardiglaciaire, ni souvent, de terrasse correspondant au stade du GOURD DES AILHERES distincte de la précédente.

Les crises successives se distinguent aussi par une différenciation croissante de la dynamique sur les versants, d'un secteur à l'autre, mais aussi, sur un même versant entre le haut et le bas et selon l'exposition. **A une dynamique assez uniforme, largement indépendante des conditions locales, succède au fil des crises, une dynamique de plus en plus diversifiée, suivant la vitesse à laquelle**

le front d'altération est décapé, à laquelle la structuration de l'arène par le gel se développe, de la présence ou de l'absence d'englacement.

Paradoxalement, à une rigueur croissante du froid, à une sécheresse croissante, à une diminution globale de l'agressivité de chaque crise mesurée par le volume de matériaux mobilisés, correspond une diversification et une complexité croissante des processus et des modelés.

Cette différenciation résulte:

- de la vigueur des crises froides qui ont fait sentir leurs effets de manière plus ou moins vive à basse altitude; selon l'altitude, le nombre de crises efficaces n'est pas identique;
-de l'extension différente des glaces lors de chaque crise;
- des héritages des crises antérieures, c'est-à-dire des termes du bilan dénudation-gélifraction, et de la structuration périglaciaire de l'arène.

La stratigraphie proposée conduit à retenir quatre crises majeures plus ou moins bien fixées dans l'échelle chronologique. A l'exception de la dernière qui peut être sans grand risque attribuée au Tardiglaciaire au sens large, englobant le Dryas ancien, et de manière atténuée, le Dryas récent, les datations sont le résultats de raisonnements complexes et parfois aléatoires. C'est pourquoi, les dénominations locales qui ont été proposées, GOURD DES AILHERES, CHAMPAS 1 et 2, doivent être conservées. A ces crises, on doit ajouter celle du LACHET, la plus ancienne, connue exclusivement par les moraines en Forez et quelques rares dépôts de versant ailleurs.

Le rattachement à des stratigraphies européennes reste du domaine de l'hypothèse de travail et ne permet pas de lever toutes les contradictions. Les résultats les plus satisfaisants semblent donnés avec la stratigraphie de la région lyonnaise, en l'attente de l'établissement d'une stratigraphie propre au Massif Central qui semble s'imposer mais ne peut être établie à partir du seul secteur étudié ici. L'enseignement des domaines auvergnats et cantaliens, les travaux en cours de E.BONIFAY et A.PONS sur les maars du Velay devraient permettre, à moyen terme de faire des progrès décisifs.

Si la distinction des crises est aisée, la distinction entre interglaciaires et interstadiaires est délicate à opérer en Forez. Les réchauffements se traduisent par la fonte des glaces, l'arrêt de la dynamique périglaciaire sur les versants; des sols se développent au moins à trois reprises avant l'Holocène. **Si la plus ancienne, (LACHET) peut sans grand risque être attribuée à un cycle antérieur, Riss, l'incertitude demeure sur l'extension et la durée des englacements würmiens. L'essentiel de l'englacement comme des dépôts de versant devrait remonter à**

un Würm plus ou moins ancien alors que le retrait des glaces semble s'être définitivement effectué bien avant le Tardiglaciaire, connu seulement par des phénomènes périglaciaires.

L'essentiel des dépôts serait donc du début du cycle würmien, ce qui s'explique par l'abondance du matériel disponible, altéré, après un interglaciaire. Cette logique va pourtant, (partiellement ?) à l'encontre de faits connus ailleurs en Europe. L'assèchement climatique de la fin de la période würmienne se trouve ici confirmé par une réduction de moitié des surfaces englacées, et une réduction des dépôts périglaciaires. Cette situation qui ne semble pas unique dans le cadre du Massif Central, pourrait constituer un repère chronologique important pour les corrélations à l'échelle du massif, repère d'autant plus intéressant qu'il sera daté.

L'existence de cet épisode, comme l'inégal nombre de crises efficaces selon l'altitude, souligne **l'inadéquation du modèle chronostratigraphique wechsélien pour l'étude de petits massifs montagneux** placés en situation-limite quant aux conditions d'englacement lors des périodes glaciaires.

Tout le problème de l'existence de périodes de réchauffements assez longues pour permettre le développement de sols au sein du complexe würmien et de l'existence d'englacement au sein de l'interglaciaire précédent se trouve posé par les observations de terrain. Plus que par des corrélations de type stratigraphiques souvent incertaines à longues distance, c'est à une reconstitution aussi précise que possible de l'environnement paléoclimatique lors de chaque crise que l'on pourra espérer résoudre les contradictions entre les modèles chronostratigraphiques et la stratigraphie régionale. L'un des intérêts de l'étude de l'étagement est précisément de progresser dans la connaissance des paléoenvironnements.

Grâce aux enseignements tirés des associations de formes, aux reconstructions plaéoclimatiques, ont pu être mis en évidence la forte réduction des températures estivales, de l'ordre de 10 à 12°C, nettement supérieure aux propositions fréquemment admises, une réduction moindre des températures hivernales (5°C), la forte nébulosité des étés, la permanence d'un flux perturbé de secteur nord-ouest, toutes conclusions en accord avec les études du programme CLIMAP.

5.HERITAGE ET MILIEU ACTUEL

Le bilan qui vient d'être dressé a montré l'intérêt de cette méthode d'étude pour la connaissance des paléoenvironnements quaternaires. Elle présente

également un intérêt pour la connaissance des milieux actuels.

L'héritage périglaciaire peut et doit être pris en compte comme élément d'explication de l'étagement de la végétation et des sols. Il est également essentiel pour comprendre la dynamique des versants sous l'action anthropique comme l'ont montré les travaux de G.SOUTADE (1976) et B.VALADAS (1984).

L'étude de ces influences doit être menée dans un cadre pluridisciplinaire. Aussi, n'est-il question ici que de montrer à travers l'exemple du Pilat qui, seul a fait l'objet d'un travail précis de cartographie de la végétation et des sols, le rôle que peut avoir l'héritage dans la définition de l'étagement actuel.

*Sur le versant nord du Pilat, on observe les étagements de végétation suivants: la hêtraie, largement défrichée, occupe une mince bande en-dessous de 900 m d'altitude; immédiatement au-dessus, se développe la hêtraiesapinaie qui monte jusqu'à la crête. En-dessous de cette ligne en revanche, le chêne sessile domine: la forêt est cependant largement dégradée en landes à la suite des défrichements.

La limite entre l'étage périglaciaire inférieur et l'étage périglaciaire supérieur correspond aux limites entre l'étage collinéen et l'étage montagnard. Cette coïncidence se vérifie à l'échelle de l'ensemble du versant comme dans ses détails. Les cartes et diagrammes présentés par P.WAECHTER (1973), montrent en effet les relations entre la fréquence des formations végétales définies par leur dominante et la nature pétrographique du substrat. Les tableaux et les histogrammes qui en sont issus révèlent en particulier la grande affinité du chataignier pour les micaschistes sur le versant nord, pour les granites sur le versant sud, mais dans les limites de l'étage périglaciaire inférieur. Une étude des conditions "aux limites" est particulièrement démonstrative.

-dans la région de Burdignes, *castanea* atteint des altitudes notablement plus élevées qu'ailleurs dans le massif puisqu'on le trouve jusqu'à 800 mètres au-desssus de Bourg-Argental alors qu'il ne dépasse guère 600 mètres dans le Jarez. A cette altitude se trouve la limite supérieure de l'altitude de l'étage périglaciaire inférieur et les arènes remaniées à blocs prennent une fréquence notable.

La route de Bourg-Argental à Burdignes montre clairement la localisation du châtaignier là où les arènes à blocs sont les plus minces. Dans la vallée de la Deôme, il n'existe que sur les replats dépourvus d'arènes et disparaît sur la concavité à la base du versant où la formation de pente s'épaissit.

- Dans la région de Thélis, *castanea* ne colonise les replats de la

Bétonnière qu'en-dessous des replats intermédiaires appartenant au système des couloirs et alvéoles où la couverture d'arène est réduite. Les versants dominant les replats pourvus d'arène continue dès 600 mètres sont déjà le domaine du Fagetum. En revanche, les croupes isolées à l'Est de Bourg-Argental qui peuvent atteindre 650 mètres dans le même granite portent *castanea et quercus*: il n'y a pas sur ces croupes, de couverture généralisée d'arènes remaniées.

Les grands recouvrements d'arènes remaniées semblent rejeter aux altitudes les plus basses les formations de l'étage collinéen et favoriser l'extension des séries montagnardes du hêtre.

*Plus difficile à mettre en lumière mais tout aussi contraignante semble l'influence de la compaction sur le développement respectif du hêtre et du sapin. Chacune des deux espèces constituent deux faciès de l'étage montagnard entre 800 et 1000 mètres. A l'emplacement de toutes les coupes où des formations compactées ont été observées, le sapin se trouve en peuplement pur et l'absence de hêtre qui semble fuir ce milieu. En revanche le hêtre est toujours observé là où les formations tardives, non compactées, prennent une épaisseur notable: langues de coulées boueuses, barrages de blocs des vallons, moraines de névés. L'intervention humaine n'est, certes, pas à négliger car souvent ces formations à blocs saillants, non cultivables ont servi de réserves de bois, laissé à la végétation spontanée alors que les grands versants ont fait l'objet d'aménagement sylvicoles au profit du sapin. Il n'en reste pas moins que l'enracinement superficiel du sapin est mieux adapté aux formations superficielles compactées: l'organisation du système racinaire se concentre dans l'ensemble A et accessoirement en B. Il ne pénètre pas en C ni en D. Lorsque, exceptionnellement, des feuillus sont installés dans des formations compactées, on observe souvent le recourbement des racines pivotantes qui ne parviennent pas à pénétrer le niveau C. Il y a là des conditions, peut-être pas déterminantes, mais sûrement peu propices, au développement du hêtre.

Plus explicitement que les botanistes, la question de l'héritage des formations superficielles dans le développement des sols a été posée par les pédologues, notamment J.P.LEGROS (1973). La coïncidence entre secteurs podzolisés et les chirats est suffisamment frappante pour amener cet auteur à rechercher des explications.

Trois raisons favorisent la podzolisation: les chirats sont stables, ils sont constitués de roches acides, ils renferment des éléments grossiers favorisant

l'infiltration. Ces argumentations valables pour expliquer la coïncidence des chirats et des podzols ne peuvent être défendus dans les mêmes termes dans le cas de la limite sol brun-sols ocreux. Deux facteurs interviennent dans ce cas: la capacité de rétention hydrique, l'aptitude du sol au réchauffement. Le lien entre chirats et podzols peut certes s'expliquer par la percolation: mais on observe en coupe un amenuisement rapide de la blocaille en profondeur et l'accumulation de l'humus se fait sous les blocs. Le plus souvent, les horizons inférieurs du profil sont développés dans une arène grossière assez riche en fines. L'argument n'est peut-être pas aussi déterminant qu'il a été exprimé, mais deux points doivent être soulignés.

- la couverture de blocs crée un micromilieu, froid pouvant ralentir la décomposition de l'humus créant ainsi des conditions similaires à celles qui se développeraient plus haut. Cette remarque a déjà été faite et les raisons en ont été exposées: l'humus n'est plus soumis directement à la radiation solaire.

- La nature des fines entre les blocs est particulièrement pauvre en minéraux sombres. La composition de la roche joue un rôle certes, mais plus intéressante est la composition de l'arène intersticielle qui est le siège des échanges chimiques. Or les expériences de gélifraction ont bien montré que dans ce matériel, la gélifraction se développe d'abord au détriment des quartz et non des micas. En ce sens, plus qu'une acidité totale de la roche qui n'est pas aussi franche que les analyses de J.P.LEGROS le montrent en raison d'une assez grande variété de faciès, c'est la richesse en quartz et en orthose des fines qui est déterminante dans l'acidification du profil pédologique. Ces deux éléments, froid et acidité des fines peuvent constituer un milieu favorable à la podzolisation.

A ces arguments pour comprendre l'extension des podzols s'en ajoutent d'autres pour expliquer la coïncidence remarquable entre la limite des sols ocreux et celle de l'étage périglaciaire supérieur.

L'épaisseur du profil est supérieure sur l'arène remaniée que sur l'arène en place. Dans ce dernier secteur, l'arène est à la fois plus mince et plus discontinue. Les modalités de la rétention hydriques sont différentes. L'arène en place n'est jamais héritée de phases d'altération en milieu chaud dans le secteur étudié: c'est toujours une arène grossière, de désagrégation mécanique, filtrante, bien égouttée, donc assez vite réchauffée au printemps. En revanche, l'arène à blocs, plus épaisse, plus limoneuse connaît un drainage moins rapide. Grâce à sa plus forte teneur en limons, (15 à 30 % de particules inférieures à 50 microns contre moins de 7 %) elle constitue un réservoir d'humidité en été, limitant la

sécheresse, et donc favorable aux espèces comme le hêtre ou le sapin. Mais elle constitue au printemps un sol froid, ralentissant la dégradation de la litière.

Certes, ces hypothèses de travail devraient faire l'objet de **mesures systématiques de température et d'humidité** avant que des conclusions définitives puissent être avancées.

Ce sont là des voies à explorer pour préciser les limites des étages biologiques de végétation et de sols. Cette direction suppose qu'au préalable, la cartographie géomorphologique détaillée des formations de pente périglaciaires ait été réalisée. De nouvelles perspectives d'étude pluridisciplinaire du milieu naturel sont ainsi ouvertes.

***

*

BIBLIOGRAPHIE

AGUIRRE J., 1969- Quelques recherches effectuées en France sur le problème de la congélation des sols. Rev. géné. de thermique 96. 1123-1141

AITCHISON J., 1957- The lognormal distribution . Cambridge Univ. Press. 176 p.

ANDERSON J.G.,1906-Solifluction: a component of subaerial denudation. Journal of géol.14:91-112

ANNERSTEN L.,1965-Interaction between surface cover and permafrost. Biul.perigl. 15: 27

ASTIER M.P.,1982-Détermination de la surface spécifique des solides par porosimétrie au mercure. C.R. Coll. Absorption at the gas solid and liquid solid interface. Amsterdam, Elsevier publ.

AUROUSSEAU P.,1976- Morphologie et genèse des sols sur granite du Morvan. Thèse Rennes INRA: 210p.

AVENARD J.,1951- La solifluxion. Rev. de géomorph.dyn. 1.

BARBARIN B.,1983- Les granites carbonifères du Forez septentrional. Thèse 3eme cycle Clermont Fd. 177 p.

BATIAS M.,1980- Le massif de Tournon Saint Ciergues, Mass.cent. fr.:gisement, pétrologie, géochronologie. Thèse 3eme cycle, Lyon I: 174 p.

BAULIG H.,1928- Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne. A.Colin, Paris: 592 p.

BEAUFILS G.,1966- Etude géologique du versant occidental du Haut Forez central. Thèse 3ème cycle Clermont Fd. 145 p.

BEAUJEU GARNIER J.,1951- Quelques données nouvelles à propos des massifs anciens. Rev. de géom. dyn. 4.

BEAUJEU GARNIER J.,1953- Le modelé périglaciaire dans le Massif Central français; Rev. de géomorph. dyn. 6:p.251-281.

DE BEAULIEU J.L.,1969- La végétation dans les Alpes méridionales et le Massif Central pendant le Tardiglaciaire et le post-glaciaire. INQUA, études fr. sur le Quater.

DE BEAULIEU J.L.,1977- Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation dans les Alpes méridionales françaises. Thèse, Aix Marseille III: 338 p.

DE BEAULIEU J.L. et REILLE M.,1978- Nouvelles analyses polliniques de sédiments tardiglaciaires et holocènes du Cantal. Mass. central. C.Rendu de l'Acad. des Sci. D: 73-76.

DE BEAULIEU J.L., PONS A., REILLE M.,1982- Recherches pollenanalytiques sur l'histoire de la végétation de la bordure nord du massif du Cantal (France). Pollen et spores; 24; 2; 251-300.
BELLON F., 1973- Esquisse d'une description géologique du département de la Loire. INRDP Saint Etienne 238 p.
BENEDICT J.P.,1976- Frost creep and gelifluction features: a review. Quat.res. 6: 55-76.
BERTOUILLE H.,1972- Effet du gel sur les sols fins. Rev. de Géomorph. dyn. 2:71-84.
BERTOUILLE H.,1976- Migration des pierres sous l'action du gel et du dégel. Rev. de géomorph. dyn. 25; 4: 139-147.
BERTOUILLE H.,1978- Gélifraction des roches humides: approches mathématiques. Géogr. phys. et Quat. Montréal, 32; 3; 264-272.
BERTOUILLE H.,1978- Théorie nouvelle de la formation des doublets de limons. Buil. perigl. 37: 11-22.
BIROT P.,1950- Note sur le problème de la désagrégation des roches cristallines. Rev. de géomorph. dyn. 6: 270-285.
BIROT P.,1964- La mesure de la porosité des roches cristallines: interprétation géomorphologique. Zeitsch. für Géom. Supp. Bd 5: 41-52.
BLENCK M., 1925- Morphologie des nordliches Harzes und seiner Vorland. Gött. geogr. Abh. 24 ; s.144.
BOBIER C. et GLANGEAUD L.,1959- Géodynamique et volcanisme du fossé de Montbrison et du horst du Forez. Bull. Soc. géol. de Fr.: 867-880.
BOISSE DE BLACK DU CHOUCHET Y.,1951- La glaciation de l'Auvergne: massif du Cantal, Cézallier, Mont Dore: étude géographique et géologique. Aurillac, 135 p.
BONNET A., 1966- Données climatologiques sur le département de la Loire. Saint Etienne, 56 p.
BOULE M.,1892- Description géologique du Velay. Thèse, Bull. de la Soc. géol. de Fr. 28, 4: 260 p.
BOUSQUIE P., 1979- Texture et porosité des roches calcaires. Thèse Paris VI.
BOUT P., 1953- L'érosion des reliefs phonolitiques et basaltiques de la Haute Loire depuis le dernier glaciaire. Mél. ARBOS, Clermont Fd: 91-102.
BOUT P.,1960- De la basse terrasse aux faits morphologiques actuels dans le Velay et la région de l'Allier supérieur. Rev. d'Auvergne, 74. 1.: 1-28.
BOUT P., 1970- Problèmes du volcanisme: brèches d'explosion et dépôts de versants périglaciaires. Rev. d'Auvergne, 84-1: 43-45.
BOUT P., 1973- Les volcans du Velay: itinéraires géologiques et géomorphologiques en Haute Loire. Brioude, 287 p.
BOUT P.,1974- Le périglaciaire du Massif Central de la France. Rev. d'Auvergne, 88-1 : 49-75.
BOUT P., et GODARD A., 1973- Aspects du péroglaciaire en Scandinavie. Biul. perigl.22.
BOUT P., VALADAS B., VEYRET Y.,1976Les limons quaternaires et dépôts de pente dans le Massif Central. In la préhistoire fr. 2 tomes, CNRS: 271-274.
BOYE M.,1952- Névés et érosion glaciaire. Rev. de géomorph. dyn. 3: 20-37.
BOYE M., 1968- Défense et illustration du défonçage périglaciaire. Biul. perigl. 17: 5-56.
BOYER GUILHAUMAUD C.,1962- Etude géologique et métallogénique de la région d'Ambert. Thèse Paris. 165 p.
BRACE W.F., SILVER E., HADLEY K., GOETZE G.,1972- Cracks and pores, a closer look. Science, 178: 162-163.
BREWER R.,1964- Fabrics and mineral analysis of soils. Wiley, New York 470 p.
BROCHU M., 1978- Disposition des fragments rocheux dans les dépôts de solifluxion. Buil. perigl. 27.
BRUN A., 1971- Les applications de la palynologie à l'étude géodynamique du massif

massif volcanique du Mont Dore. Thèse Paris, 244p.
BRUNO C., 1976- Le glaciaire et le périglaciaire: étagement géomorphologique dans le Haut bassin du Lignon. Mém. de maitrise, Saint Etienne. 189 p. dactyl.
BUDEL J., 1937- Eiszeitliche und rezente Vermitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropa. Petermann Mitt. B. 229-715.
BUDEL J., 1951- Die Klimazonen des Eiszeitalters. Wordstedt Stuttgart, I: 16-26.
BUDEL J.,1960- Die Frostschuttzone sud ost Spitzbergen. Coll. geogr. Bonn 6, 105p.
BURT T.P., 1981- Factors influencing the growth of miniature ice lens. Earth surface process and landforms. 2: 179-189.
CAILLEUX A. et TAYLOR R.,1954- Cryopédologie: étude des sols gelés. Paris, Hermann.
CAINE N.,1968- The blockfields of northern Tasmania. Canberra, Austr. Univ. Press.
CANTAGREL J.M., MERGOIL J.,1970- Mesure par la méthode du potassium-argon de l'âge de quelques roches volcaniques du Velay oriental. C.rend.de l'acad. des Sci. Paris 271: 760-763.
CHAPUT E.,1917- Recherches sur les terrasses alluviales de la Loire et de ses principaux affluents. Ann. de l'Univ. de Lyon.
CHARRE R.,1969- Les terrains cristallins du bord ouest du bassin houiller de Saint Etienne. Thèse 3ème cycle, Lyon.
CHENEVOY M.,1964- Précisions nouvelles sur les terrains métamorphiques du Mont Pilat et leur histoire cristallogénique. Bull. de la Soc. géol. de Fr. VI:55-63.
CHENEVOY M., 1973- Les terrains cristallins du Vivarais: quelques problèmes et résultats. C.rendu 98° congr. des Soc. savantes, Saint Etienne: 424-434.
CHENEVOY M. et RAVIER J.,1973- Mise en évidence d'accidents cassants dans la série cristallophyllienne du Mont Pilat. C.rendu de l'Acad. des Sci. 256: 446.
CLISSE J. et BOLLING F.,1971- A study of trapping and rejection of insoluble particles during the freezing of water. Journal of crystal. growth : 67-76.
CLAVAUD B. et RATSIMBA G.,1972- Le versant oriental des Monts du Forez: granites et formations associées. Thèse 3ème cycle, Clermont Fd. 346p.
COIN M.A et al., 1981- Le bassin de Retournac. Bull. du Labo. rhod. de géomorph. 10: 45-71.
COINCON R.,1972- La bordure occidentale de la Margeride de Neussargues à Saint Alban: étude géomorphologique. Thèse 3ème cycle, Clermont Fd. multigr. 187p.
COMBIER J. LARUE J.P. POPIER R.,1957- Un gisement moustérien dans le Massif Central à St Maurice / Loire. Soc. préh.fr. 54, 11-12.
COMMERE R.,1975- Les versants en roche tendre de l'Emblavès. Act. du 98° congr. des Soc. savantes, Saint Etienne: 283-297.
COQUE B.,1978- Les formations superficielles des plateaux de la Margeride occidentale: étude géomorphologique. Thèse Paris I multigr. 2vol. 499p.
CORBEL J.,1954- Les sols polygonaux, observations, expériences, genèse. Rev. de géomorph.dyn. 2: 3-25.
CORTE A.E.,1963- Relationship between four ground pattern structure of the active layer and type of distribution of ice in the permafrost. Buil. perygl. 12: 7-90.
CORTE A.E.,1966- Particle sorting by repeated freezing and thawing. Buil. perygl. 15: 177-240.
COUDE G.,1981- La serra da peneda et do Geres: étude géomorphologique. Lisboa, 257p.
COUTURIER J.P. et DIDIER J.,1980- Quelques effets de la montée diapirique du complexe granitique du Velay. 8 ème R.A.S.T. Marseille: 112.
COUVREUR G.,1978- Les limites de l'action du froid actuelles et quaternaires dans le Haut Atlas central. in Périgl. d'altitude méditer. et abords. Strasb.:115-122.
CRAMPTON C.B.,1965- An indurated horizon in soils of south Wales. Journ. of soil sci. 16:230-241.
CRAMPTON C.B. et TAYLOR A.J.,1966- Solifluction terraces in south Wales. Buil. perygl. 16: 16-36.

CURMI P.,1979- Altération et différenciation pédologique sur granite en Bretagne: étude d'une toposéquence. Thèse, ENSA-INRA Rennes, 176p.
CURMI P.,1979- Genèse d'une structure litée à granulométrie hétérogène dans une arène granitique. C.rendu de l'acad. des Sci. 288: 731-733.
CZUDEK T.,1964- Periglacial slope development in the area of the bohemian highland. Buil.perygl. 14:163-175.
CZUDEK T., DEMEK G., 1964- Vermitterungs und Abtragungs formen des Granit in der Bömischer Massiv. Petterm. Mitt. C,8: 182-192.
DHAL R.,1966- Blockfields weathering pits and tor like forms in the Narvik mountains. Geogr. ann. 48: 78-84.
DAUGAS J.P. TIXIER L.,1979- Variations ombriques et chronostratigraphie postglaciaire en Limagne d'Auvergne. Bull. du centre d'hist. régio. univ. de Saint Etienne, 10: 1-12.
DAVEAU S.,1971- La glaciation de la serra da Estrela, Finisterra, 6:5-40.
DAVOINE P.,1963- La géochimie des leptynites. Doc. fac. des sci. de Lyon.
DEBARD E. MOSER F.,1977- Evolution climatique de la fin du Würm récent et du postglaciaire d'après les remplissage des grottes et abris sous roche basaltiques du Velay. Bull. de l'Ass. fr. pour l'ét. du Quat.47,2:87-93.
DEJOU J.,PEDRO G.,1967- A propos de la formation d'arènes dans les pays tempérés et la présence de kaolinite au sein de l'altération. Bull. de l'A.F.E.S. 1: 2-12.
DELAGE P.,1979- Etude du milieux poreux et de la texture d'argiles sensibles au Quebec. Thèse Paris VI- INSMP.
DEMANGEOT J.,1964- Géomorphologie des Abruzzes adriatiques . Thèse CNRS Paris, 403p.
DEMANGEOT J.,1978- L'étage périglaciaire au Gran Sasso (2912 m) Italie centrale. in périgl. médit. et abords. Strasb. Ass.géogr. d'Alsace: 209-220.
DEMAY A.,1931- Les nappes cévenoles. Mém pour l'expl. de la carte géol. de Fr.
DEMAY A.,1948- La tectonique antéstéphanienne du Massif Central. mém. pour l'expl. de la carte géol. de la Fr. 246p.
DEMECK G., 1969- Cryoplanation terraces. Buil perygl. 18:115-131.
DERRUAU M.,1949 et 1950- La formation du relief de la grande Limagne. Rev. de géogr. alpine XXXVII: 579-670 et XXXVIII:7-105.
DERRUAU M.,1956- Les formes périglaciaires du Labrador, Ungava central, comparées à celles de l'Islande centrale. Rev. de géomorph. dyn. 7:12-16.
DERRUAU M.,1970- Sur le Quaternaire et le volcanisme du Massif Central français. Acta géogr. lodz. 24:109-115.
DEWOLF Y.,1976- Paléoformes et paléoformations périglaciaires et dynamique nivale actuelle au Mont Lozère. C.R. coll. modelés d'origine froide et roches cristallines C.N.G. Paris:103-110.
DEWOLF Y.,1980- Signification paléoclimatique de quelques formations et altérations quaternaires . in C.R. groupe de travail région. du périglaciaire. Strasb.:5-8.
DEWOLF Y., JOLY F.,1977- Héritages périglaciaires comparés (Mont Lozère, Aigoual, Ventoux). in coll. périgl. d'altitude médit. et abords. Strasb.:21-30.
DIDIER J.,1964- Etude pétrographique de quelques enclaves du Massif Central français. Ann. de la fac. des Sci. Clermont Fd. 23.
DIDIER J. LAMEYRE J.,1971- Les roches granitiques du Massif Central. in géol., géomorph. et structure profonde du Massif Central fr. Symposium Jung Clermont Fd.:133-155.
DORRSER J. VAN, 1982- Cartes géomorphologiques du Sud-Ouest du massif du Cantal. Rev. de géomorph. dyn. 1:1-35.
DUBOIS G. DUBOIS C. DUBOIS F.,1945- Notes géol. micropaléontologiques et géochimiques sur une tourbière près de Noirétable dans les Monts du Forez. Bull. de la soc. géol. de Fr.5,XV:89-109.
DUCLOS P.,1967- Géologie et minéralisations uranifères de la plaine tertiaire du Forez. Thèse CEA R 3 117, 104p.

DUMAS G.,1982- Des marges de l'Emblavès jusqu'au pied du Meygal: étude géomorphologique. Mém. de maitrise, Univ. de Saint Etienne 187p.
DURAND G.,1978- Contribution à l'étude de la microfissuration des roches. Thèse Paris VI. 345p.
DUTREUIL J.P.,1978- Les granites de l'Ouest limousin, leur pétrologie, leur altération, leurs sols. Thèse Limoges, 604p.
EMBLETON G. KING L.,1968- Glacial and periglacial geomorphology. London, Arnold, 608p.
ESTIENNE P.,1956- Recherches sur le climat du Massif central français. Mém. météo. nationale 43,242 p.
ETIENNE R.,1970- Les Monts du Forez: le rôle de l'érosion différentielle et de la tectonique dans l'édification du relief. Thèse 3ème cycle Clermont Fd.183p.
ETIENNE R.,1979- Le problème du soulèvement récent du socle au-dessus de ses bordures (Massif Central français). Thèse d'état, 2° partie, Lyon 171p.
ETLICHER B.,1975- Quelques problèmes morphologiques sur le versant oriental des Monts du Forez. Rev. de géogr. de Lyon, 50: 253-272.
ETLICHER B.,1977- Les chirats du Pilat. Bull. du Labo. rhod. de géomorph. 2: 3-18.
ETLICHER B.,1977- Les formations périglaciaires en Forez. Rev. de géog. de Lyon 52,1: 77-88.
ETLICHER B.,1977- Milieux naturels et utilisation des hautes surfaces foréziennes. Photo-interpr. Technip:15-21
ETLICHER B.,1979- Dynamique et chronologie des formations à blocs en Forez et dans le Massif du Pilat.in Table ronde sur les versants hétérogènes, Caen , Bull. centre géomorpho. 24: 22-30
ETLICHER B.,1980- Problèmes du glaciaire forézien. Bull. labo. rhod. de géomorph. 7:3-27.
ETLICHER B.,1983- Structure du socle et morphogénèse dans les Monts du Forez. Rev. de géol. dyn. et géogr. phys. 24,1:75-85.
ETLICHER B., PETIOT R.,1983- Etude du comportement d'une arène soumise à des cycles de gel-dégel. Bull. du Labo. rhod. de géomorph. 14:3-43.
ETLICHER B.,1983- Lithologie et développement des éboulis: les chirats. In éboulis et environnements géogr.passés et actuels:61-78.
ETLICHER B., LEVANT M.,1983- Note technique concernant la mesure de porosité des roches cristallines par injection de mercure sous pression. Bull. labo. rhod. de géom. 14:43-53.
ETLICHER B., MANDIER P.,(à paraitre) Résultats d'expérimentation de gélifraction de roches gréseuses et cristallines du Vivarais et du Forez. Bull. du Labo. rhod. de géom.
ETLICHER B., LAUTRIDOU J.P. (à paraitre)- Premiers réultats de gélifraction d'arènes granitiques.
FAGERLUND G.,1971- Degré-critique de saturation: un outil pour l'estimation de la résistance au gel des matériaux de construction. Maté. de constr. 23,4:271-285.
FAGERLUND G.,1973- Determination of pore size distribution by freezing point depression. Matériaux de constr.6,33:215-225.
FAGERLUND G.,1979-Studies of the destruction mechanism at freezing of porous materials. in. actes et doc. fondation fr. d'ét. nordiques.Paris 167-176.
FARRAN R., THENOZ B.,1965- L'altérabilité des roches, ses facteurs, sa prévision. Ann. institut techn. du batiment 215: 1534-1547.
FEZER F.,1953- Schuttmassen, Blockdecken und Talformen im nordl. Schwarzwald. Göttingen Geogr. Abhandl. 14.
FITZPATRICK A.E.,1956- An indurated soil horizon formed by permafrost. Journ.of soil sci. 7:248-257.
FLAGEOLLLET J.C.,1975- Aperçu sur la genèse des formations de versant cristallin en Limousin: portée et limites des actions périglaciaires. Bull. de l'Ass. des géogr.

fr.422/423:71-74.
FLAGEOLLET J.C.,1977- Origine des reliefs altérations et formations superficielles: contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins: l'exemple du Limousin et de la Vendée du Nord-Ouest. Sci de la Terre, mém. n°35, 460p.
FLAGEOLLET J.C. LELONG F.,1969- Un essai de cartographie des formations superficielles dans le massif de Saint Sylvestre (Limousin, France): l'arénisation, ses aspects, ses causes. 9ème congr. INQUA Paris, 329-342.
FLAGEOLLET J.C., VAN VLIET LANOE B.,1981- Traces d'activité périglaciaire dans les Vosges moyennes. Buil.perygl.28:209-219.
FLINT R.F.,1971- Glacial and quaternary geology. Wiley and sons 892p.
FLOHR E.F.,1934- Beobachten über die Bahen der Schneemelz. Wasser im Riesengebirge:ein Betrag zum Problem der Blockrinnen. Gestalt Erdkunde Berlin Zeutsch. 353-359.
FONTAINE T.,1979- Relation entre la tenue au gel d'un tesson de terre cuite et ses caractéristiques mécaniques et porosimétriques. In Act. et doc. fondation fr. d'ét. nord. 1975,Paris 197-211.
FRANCOU B.,1977- La moraine de névé du Lautaret. Bull. de l'Ass. géogr. fr. 445/446: 247-258.
FRANCOU B.,1983- Processus en interaction sur le talus d'éboulis de l'étage périglaciaire. In coll. Eboulis et environnements géogr. passés et actuels. Paris: 143-151.
FRENCH H.M.,1976- The periglacial environnement. Longmann,309p.
FURRER G.,1972- Bewegungen auf Solifluctiondecken. Zeitsch. für Géomorph. suppl.13:87-101.
GABIS V.,1963- Etude minéralogique et géochimique de la série sédimentaire du Velay. Bull. de la soc.fr. min. et cristal. LXXXVI:599-614.
GARCIA BENGOCHEA I.,1978- The relation between permeability and pore size distribution of compacted silty clays. Ph.D.Thèsis, Purdue univ. Lafayette, Indiana.
GARREAU J.,1982- Morphologie périglaciaire des Monts d'Arrée, Bretagne occidentale; Rech. géogr. à Strasb. 16/17:3-6.
GILBERTAS B.,1982- Le massif Lizieux et le massif du Meygal: étude géomorphologique. mém. de maitrise. Univ. de Saint Etienne.
GLANGEAUD P.,1909- Notes sur les Monts du Forez. Bull. serv. de la carte géol. de Fr. 126,XX: 1-8
GLANGEAUD P.,1910- La bordure occidentale du bassin de Montbrison, la surrection oligocène et la cuirasse du Forez. C.rendu de l'acad. des sci. 151:904-907.
GLANGEAUD P.,1910- Les phénomènes glaciaires dans les Monts du Forez. C.rendu de l'acad. des Sci. 150:1085-1087.
GLANGEAUD P.,1921- Essai de synthèse sur les anciens glaciers du Massif Central. C.rendu somm. Soc. géol. de Fr. 172:119-120.
GODARD A.,1965- Morphologie des socles et des Massifs anciens: questions d'altération. Rev. de géogr. de l'Est 1:91-102.
GODARD A.,1965- Recherches géomorphologiques en Ecosse du Nord-Ouest. Thèse, publ. Fac. des Lettres de Strasb. Ophrys Gap,701p.
GODARD A.,1967- Morphologie des socles et des massifs anciens: les tors et le problème de leur origine. Rev. géogr. de l'Est,6:153-170.
GODARD A.,1967- Morphologie des socles et des massifs anciens: érosion différentielle et tectonique récente. Rev. géogr. de l'Est 1/2:201-209.
GODARD A., et COLL.,1972- Quelques enseignements apportés par le massif central français à l'étude géomorphologique des socles cristallins. Rev. de géogr. phys. et géol. dyn. 14,3: 265-296.
GODARD A.,1975- Arènes litées et convois limoneux à blocs sur les versants cristallins des massifs anciens. Mél. G. VIERS Univ. de Toulouse-le Mirail:283-300.
GODARD A., RAYNAL R.,1975- Modelés d'origine froide et roches cristallines. Symposium Paris, 144p.

GODARD A.,1977- Géomorphologie des socles. Rev. géogr. de l'Est 3/4:145-168.
GODARD A.,1977- Pays et paysages du granite. Sup, P.U.F. 232p.
GODARD A.,VEYRET Y.,VALADAS B.,COQUE B.,1977/1979- Cartes géomorphologiques de Saugues et Saint Chély d'Apcher.1/50 000. Centre d'ét. et réal. cartog. Paris (av. notice).
GODARD A.,1978- Les problèmes posés par l'association arènes déplacées/formations limoneuses à blocs sur les versants cristallins des massifs anciens. In coll. sur les Heads et les formations hétérogènes de versant. Bull. centre géomorph. 24 Caen.:3-25.
GOER DE HERVE A.,1972- La planèze de Saint Flour: massif volcanique du Cantal. Thèse, 2 vol. Publ. ann. sci. univ. de Clermont Fd.47/48: 244+204p.
GOLDICH S.S.,1938- A study in rock weathering. Journ. of geol. 46:17-23.
GOURGAUD A.,1972- Granites et migmatites du Forez au Sud de Montbrison. Thèse 3ème cycle Fac. Clermont Fd.
GRAS R.,1972- Effet des éléments grossiers sur la dynamique de l'eau dans un sol sableux. Ann. agron. 23:197-239.
GREEN E.,1973- Slope deposits on the weathered Dartmoor granite. Zeits. für Géom. Supp. Bd 18: 57-83.
GRELOU-ORSINI C.,1973- La cavité des quartz des principaux types de granite corse: contribution à l'étude de la résistance des roches cristallines. Bull. de l'Ass. des géogr. fr. 408/409:585-591.
GRELOU-ORSINI C.,1982- La porosité des faciès miarolitiques:un problème d'altérabilité des roches cristallines. Physio-géo 3: 39-43.
GRUNER L.,1857- Description géologique et minéralogique du département de la Loire. Imp. Impériale,778p.
GUELPA J.P.,1966- Etude géologique pétrographique et structurale des terrains cristallins sis au Nord-Ouest d'Annonay. Thèse 3eme cycle Lyon I.
GUILCHER A.,1950- Nivation, cryoplanation et solifluxion quaternaires dans les collines de Bretagne occidentale et du Nord-Ouest du Devonshire. Rev. de géomorph. dyn. 1:53-78.
GUILLIEN Y.,1954- Le litage des grèzes. Compte rendu de l'acad. des Sci. D.,238: 2250-2252.
GUILLIEN Y.,1960- Monographie d'une paroi de sablière:1935-1939. Zeits.für Geom. Suppl. Bd.1:141-155.
GULLENTOPS A.,1954- Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes de relief en Belgique. Mém. institut géol. univ. de Louvain.,18: 125-252.
HABIB P.,1973- La fissuration de massifs rocheux. Ann. de l'Inst. bat.et des trav.publ.,306:64-70.
HABIB P.,SEIRO J.,1957- Le mouvement de l'eau dans les roches sous l'influence de la température. Cahiers de la recherche. 35p.
HAGEDORN J.,1980- The montane periglacial zone and its morphological lower limit. Zeits. f.Geom. Supp. Bd 36:96-103.
HAMELIN L.E.,COOK R.,1967- Le périglaciaire par l'image, Quebec. Press. univ. Laval 237p.
HARRIS C.,1973- Some factors affecting the rates and process of perigl. mass movements. Geogr. Ann. A,55,1: 24-30.
HARRIS C.,1982- Distribution and altitudinal zonation of periglacial landforms. Zeits. f.Geom.,26,3:192-299.
HARRIS C.,ELLIS H.,1980- Micromorphology of soil in solifluction materials, Ostkindam, Norway. Geoderma,23:11-29.
HAYNES J.M.,1973- Determination of pore properties of constructional and other materials. Mat. de const.,6,33:169-174.
HERNANDEZ J.,1971- Le volcanisme tertiaire des Monts du Forez et de la plaine de Montbrison. Thèse 3ème cycle Paris VI. 2vol. 260p.
HERNANDEZ J.,BELLON H.,1979- Chronologie du volcanisme en Forez. C.R.somm.

soc. géol. de Fr.,21:175-177.
HOFER M.,1879- Gletscher und Eiszeitstudien. Sber. Akad. Wissenschaft Wien.
HORTON R.E.,1945- Erosional development of streams and their drainage basin: hydrophysical approach to quantitative morphology. Geol. soc. of Am. Bull.,56:275-370.
HOVERMANN J.,1949- Morphologische Untersuchen im Mittelharz. Gött. geogr. Abh. 2,35-71.
HOVERMANN J.,1983- Die periglaziale Erscheinungen im Harz. Göttingen Geogr. Abh.,14:3-39.
ICOLE M.,1973- Géochimie des altérations dans les nappes d'alluvions du piémont occidental nord-pyrénéen:essai de paléo-pédologie quaternaire. Thèse, Paris,328p.
IRANI, CALLIS L.,1963- Particle size, measurement, interpretation and application. Wiley,New York,164p.
IVES J.D.,1966- Blockfields associated weathering forms on mountain top and the nunatak hypothesis. Geogr. Ann.A,48: 220-227.
JANSSEN C.R.,RISKE VON STRATEN,1982- Premiers résultats de recherches palynologiques en Forez. C.R.acad. des Sci.,294:155-157.
JORDA M.,1983- Eboulis et glaciers rocheux. In coll. Eboulis et environnements géogr. passés et actuels. Paris:107-130.
JOURNAUX A.,1956- Les plaines de la Saône et leurs bordures montagneuses. Thèse Caen .
JOYCE J.R.,1950- The stone runs of the Falkland islands. Geol. mag.,87:105-115.
JULIAN M.,1980- Les Alpes maritimes Franco-italiennes: étude géomorphologique. Thèse, Paris, H. Champion, 2vol.836p.
JUVIGNE E.,1978- Découverte de minéraux volcaniques dans les tourbières des Vosges. Bull.de la soc. géogr. de Liège,14: 205-210.
KAISER B.,1981- Morphodynamique périglaciaire et morphodynamique globale: le cas de quelques éboulis de Tarentaize et Maurienne. Notes gr. de trav. régionalisation du périgl. VII,Strasbourg:3-80.
KARTE J., LIEDTKE H.,1981- The theoritical and practical definition of the term periglacial in its geographical and geological meaning. Buil.perygl.,28: 123-136
KITTLEMANN L.R.,1964- Application of Rosin's distribution in size frequency analysis of clastic rocks. Journ. of sed. petr.,34,3: 483-502.
KLAER D.W.,1978- Periglaziale Hangformung in den Hochgebirg vorderasien. In coll. périgl. d'alt. méditer. et abords, Strasb.:253-262.
KRUMBEIN A., 1938- Size frequency distribution of sediments and the normal phi curve. Journ.of sed. petr.,8:84-90.
LABERNARDIERE H.,1961- Etude géologique du Sud Forez. Fac. Sci. de Clermont Fd. Rev. Sci. nat. d'Auvergne, 1964, 30.
LACOTTE R.,1962- Les monts d'Ambazac et de Saint Goussaud à l'ère quaternaire. Norois,35: 291-316.
LACOTTE R.,1976- Les convois à blocs du Haut Limousin occidental: essai d'étude statistique. Trames, Limoges, 2:3-37.
LACOTTE R.,1978- Convois à blocs et fourniture de matériel hétérogène. In coll. Heads et versants hétérogènes, Caen, Bull. centre de Géomorph. 24: 15-31.
LAGAREC et CAILLEUX A.,1972- Corrélation entre épaisseur maximale et surface des glaciers. Zeits. f. Geom. Suppl. 13:18-25.
LAGASQUIE J.,1968- Les arènes granitiques de Soulan et d'Erps. Mélanges Viers: 339-364.
LAGASQUIE J.J.,1978- Relations entre les modelés d'érosion différentielle et la structure de quelques ensembles de granitoïdes des Pyrénées centrales et orientales. Rev. de géol. dyn et géogr. phys.,20,3: 219-234.
LAGEAT Y.,1981- Contribution à la connaissance de la porosité des roches cristallines. Physio-géo, 1:3-37.
LAMB H.H.,1977- Climate, past and present. Methuen, 2 vol. 837p.

LANG TRAUTMANN, 1961- Zür Spat und nach Eiszeitlichenvegetationgeschichte des Auvergne. Flora, 150:11-42.
LARQUE P., WEBER F.,1969- Etude sédimentologique sur la formation tertiaire de la plaine du Forez. Géochimie des argiles. Bull. serv. carte géol. d'Alsace Lorraine, 4.
LARUE J.P.,1979- Les nappes alluviales de la Loire et de ses affluents du Massif Central dans le Sud du Bassin parisien. Etude géomorphologique. Thèse Etat, Clermont Fd, multigraph. :185-272.
LATREILLE G., LE GRIEL A., 1980- Reconstitution du système de terrasses de la Loire dans le bassin de la Loire et de Digoin à l'aide des minéraux lourds. Rev.de géol. dyn; et géogr. phys. 22,3: 223-228.
LAURENT-TISSOT M.C.,1982- Le bassin de Bas-en Basset: étude géomorphologique. mém. de maitr. univ. de Saint Etienne, 95p;
LAUTRIDOU J.P.,1977- Recherches sur la gélifraction expérimentale sur des faciès variés de l'Avranchin du Sud et du Mortainais. Bull. soc. linéenne de Norm. Caen, 105: 57-68.
LAUTRIDOU J.P.,1980- La fraction fine des débris de gélivation expérimentale. Buil. perygl. Lodz, 30.
LAUTRIDOU J.P.,1984- Le cycle périglaciaire pleistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse Caen, 3 tomes, 807 p.
LAUTRIDOU J.P., OZOUF J.C., 1981- Nouvelles normes d'analyses physiques des roches. Caen 2 fasc.
LE CALVEZ Y.,1979- Genèse des formations limoneuses de Bretagne occidentale: essai de modélisation. Thèse, univ. de Rennes, 213 p.
LE GRIEL A., 1975- L'évolution morphologique de la plaine du Forez au Pilocène et au Quaternaire. Thèse, Saint Etienne, multigr. 289 p.
LEGROS J.P., 1973- Les sols du plateau vivarais. 98ème congr. nat. des soc. savantes Saint Etienne, 1: 255-267.
LEGROS J.P., 1975- Occurrence des podzols dans l'Est du Massif Central. Bull. de l'Ass. fr. ét. des sols,1: 37-49.
LEGROS J.P. 1982- L'évolution granulométrique au cours de la pédogénèse: approche par simulation sur ordinateur. Application aux sols acides sur matériaux cristallins en zone tempérée. Thèse INRA, Montpellier, 436p.
LEMEE G., 1953- L'évolution forestière du Massif Central depuis la dernière glaciation. Mel. ARBOS, Clermont Fd: 189-196.
LETERRIER J., 1972- Etude pétrographique et géochimique du massif granitique de Quérigut. Mém. sci de la Terre, Nancy, 23.
LEWIS C.,1965- The nivational landforms and the reconstructed snowline of slaettavatindur Faeroe islands. Buil. perygl.,15:293-315.
LINTON D., 1955- The problem of tors. Geogr. journ.,121: 470-487.
LINTON D.,1964- The origin of Pennine tors. Zeits. f. Geom. 8:5-24
LITVAN F.,1973- Frost action in cement past. Matériaux de constr.,6, 34: 293-298.
LLIBOUTRY L.,1963- Traité de glaciologie. Masson, Paris, 2 vol.1038p.
MACCAGUE J.J.,1980- Porosity determination in well consolitated sandstone. Boston Coll. Ph. D. 61p.
MACAIRE J.J,1981- Contribution à l'étude géologique et paléopédologique du Quaternaire dans le Sud Ouest du bassin de Paris. Thèse, Paris, 2 vol. 448p.
MAC INTYRE A., 1974- The CLIMAP 17000 ago: mapping the atmosphere and ocean circulation and other climatic parameters at the line of the last glacial maximum. Res. publ. Norwich Univ.
MALAURIE J., 1968- Thème de recherches géomorphologiques sur la côte nord-ouest du Groenland. Mém. et doc. CNRS, Paris, 495p.
MANDIER P., 1979- Essai de corrélation des formations quaternaires de la moyenne vallée du Rhône du lyonnais au valentinois. Bull. labo. rhod. de géom.,6: 13-44.

MANDIER P., 1981- Le marais des Echets: premiers enseignements pour l'histoire climato-stratigraphique du Quaternaire lyonnais. Bull. labo. rhod. géom.,9: 39-62.
MANDIER P., 1984- Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire: essai de synthèse paléogéographique. Thèse Lyon II. 687p.
MARGRAF V.,1974- Paleoclimativ evidence derived from timberline fluctuations. In coll. variations du climat au cours du Pléistocène. CNRS, Paris:67-78
MARRE P., 1973- Le complexe éruptif de Querigut: pétrologie, structurologie, cinématique de mise en place. Thèse, Toulouse.
MARTIN TORRENCE R.,1959- Rythmic ice banding in soil. Highway research bull., 218:11-23.
MARTINI A.,1967- Preliminary experimental studies on frost weathering of certain type of rocks from west Sudetes. Buil. perygl.,16: 147-194.
MARTONNE E.DE, 1942- La France: 1° partie: France physique. A. Colin, 450p.
MATHIEU, PETIOT R.,1973- Essai d'une typologie des dépôts périglaciaires de versant dans le Jura bisontin. Rev. de géom. dyn. 4:179-187.
MEYNIER A.,1958- Quelques formes périglaciaires en Bretagne. Norois, 20: 373-395.
MOLINA F.M.,1973- Etude géologique des terrains cristallins de la région de Ste Agrève. Thèse spécialité, Lyonl inédite.
MORTENSEN H.,1932- Blockmeere und Feldsburgen in den deutchen Mittelgebirgen. Stuttgarte Forscheinungen zu deutche Lands und Volskunde, Band 29
MOTTERSHEAD H.,1966- Quantitative aspects of periglacial slope deposits in S.W. England. Buil. perygl.,25: 35-57.
MURESAN M.,1973- Application of pressure porosimetry to ceramic products. Mat. de constr.,33,6: 377-385.
MURESAN M.,1979- Recherches expérimentales sur la gélifraction des tuiles en céramique. In actes et doc. de la fond. fr. d'études nordiques. coll. du Havre, Paris:239-249.
NEBOIT R., VEYRET Y.,1976- Sur l'existence de formes d'origine glaciaire dans le massif du Mézenc. C.R. somm. de la Soc. géol. de Fr.,3: 94-95.
NIESEL K.,1973- Determination of specific surface by measurement of permeability. Mat. de constr.,33: 227-231.
OLLIER C.D.,1960- The inselberg of Ouganda. Zeitsch. für Geom.,4: 43-52.
OLLIER C.D.,1969- Weathering. Oliver and Boyd, Edinburgh, 304p.
ORSINI J.B.,1980- Le batholite corso-sarde:anatomie d'un batholite hercynien. Thèse, Aix-Marseille III, 389p.
OSTMASTON H.A.,1965- The past and present climate and vegetation of Ruwenzori and its neighbourhood. Oxford univ. Worcester college, Ph.D. thesis.
OTTO G.H.,1939- A modified probability graph for the interpretation of mechanical analysis of sediments. Journ. of sed. petro.,9: 62-76.
PEGUY C.,1952- La neige. Que sais-je? n°120 . A Colin, Paris.
PELLERIN F.M.,1980- La porosimétrie au mercure appliquée à l'étude géotechnique des sols et des roches. Bull. Labo. des Ponts et Chaussées,106: 105-115.
PELLETIER J.,1953- La bordure orientale du Massif Central de Vienne à Tournon. Rev. de géogr. de Lyon,4: 359-368.
PELLETIER J.,1963- Le relief de la Sardaigne. Thèse, Audin, Lyon.
PENCK A., BRUCKNER E.,1909- Die Alpen im Eiszeitalten. Leipzig, 3 vol. 1189 p.
PENVEN M.J.,1963- Contribution à l'étude de la désagrégation des roches grenues en zone tempérée. Thèse 3ème cycle Strasbourg.
PERAMI R.,1971- Contribution à l'étude expérimentale de la microfissuration des roches sous action mécanique et thermique. Thèse Sciences, Toulouse,276p.
PETERLONGO J.M.,1960- Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais. Ann.Fac. des Sci. Clermont Fd.,4:187p.
PETITJOHN J.,1949- Sedimentary rocks. Harper Fr. ed., New York,526 p.

PEWE T.L.,1963- Ice wedges in Alaska: classification and climatic significance. Geol. soc. of Am. Bull. special paper, 76: 129-143.
PEWE P.L.,1965- Paleoclimatic significance of fossil ice wedges. Buil. perygl.,5,15: 65-73.
PISSART A.,1963- Des replats de cryoturbation au Pays de Galles. Buil. perygl.,12.
PISSART A.,1970- Les phénomènes physiques liés au gel: les structures périglaciaires qui en découlent et leur signification climatique. Ann. de la Soc. géol. belge, 93:7-49.
PISSART A.,1973- Resultats d'expériences sur l'action du gel dans le sol. Buil. perygl.,23: 101-113.
PITTION J.L.,1971- Etude géologique des terrains cristallins de la région de Riotord. Thèse 3ème cycle, Lyon I.
POIZAT M.,1973- Sédimentaton et phénomènes glaciaires et fluvio-glaciaires en Aubrac. Thèse, géol. Marseille, 99p. ronéo.
POIZAT M., ROUSSET C.,1975- La calotte de glace quaternaire des Monts d'Aubrac (Massif Central français). Caractéristique, contexte paléoclimatique. Rev. de géogr. phys.et géol. dyn.,17: 171-190.
POSER H.,1950- Zur Rekonstruktion der Spätglazial Luftdenke verhältnisse im Mittel und Vest Europa auf Grund der Vorzeitlichen Binnendünnen. Erdkunde,4:81-88.
POTT A.,1971- Fossil cryonival features in central Wales. Geogr. Ann., A: 39-51.
PREVOSTEAU R.,1971- Analyse quantitative et géométrique de l'espace poreux des matériaux. Thèse 3° cycle, Orléans.
RAGUIN E.,1971- Géologie du granite. Paris, 275 p.
RAVIER J., CHENEVOY M.,1966- Les granites à muscovite du Mont Pilat. (Massif Central). Bull. de la Soc. géol. de Fr. VIII, 1: 1336-1349.
REED M.A.,1977- Frost heaving rate of silty soil as a function of pore-size distribution. Ph. D. Purdue Univ. Lafayette; publ. in Joint Highway Research Project report,77-15.
REED M.A., LOWELL C.W., ALISCHAEFFEL A.G., WOOD L.E.,1979- Frost heaving rate predicted from pore size distribution. Can. geotechn. Journ.:463-472.
REGER R.D., PEWE T.L.,1976- Cryoplanation terraces as indicators of a permafrost environment. Quat. Res.,6: 99-109.
RIVE M., 1968- Etude géologique des terrains cristallins sis au Sud d'Annonay. Doc. labo. des Sci. de Lyon, 26: 125-169.
RIVIERE A.,1977- Méthodes granulométriques. Masson,Paris. 170 p.
ROGNON P.,1963- Le modelé de haute montagne dans l'Atakor, Sahara. Bull. de l'ass. des géogr. fr.,311/312: 13-28.
ROGNON P.,CUSSENOT-CURIEN M.,SEYER C.,WEISROCK A.,1967- Les granites sous climat froid. Rev. géogr. Est.,4: 403-418.
ROMANOVSKI V.,1948- Recherches sur les propriétés physiques des sédiments meubles. Ann. inst. techn. bat. et trav. publ.,1,13: 2-32.
RONDEAU A.,1958- Les boules de granite. Zeitsch. f. Geom.,2/3: 211-219.
RONDEAU A., 1961- Recherches géomorphologiques en Corse. Thèse Paris, 586p.
ROOTARE H.M.,1968- A short literature review of mercury porosimetry as a method of measuring pore size distributions in porous materials and a discussion of possible source of errors in this method. Aminco. labo.News Silver spring Md., 24, 3: 4A-4H.
ROOTARE H.M., PRENSLOW C.F.,1967- Surface area from mercury porosimetry measurement. J. of physical chemistry. 71,8: 2733-2736.
ROSELLE B. (DU), 1945- Recherches morphologiques dans les Monts du Forez. Bull. de l'assoc. des géogr. fr.,169/170: 31-39.
ROSELLE B. (DU), 1950- Les Monts du Forez: recherches morphologiques. Ann. géogr.: 210-227.
ROSIN P., RAMMLER E.,1933- Laws governing the finess of powdered coal. J. inst. of fuel,7: 29-36.

ROSIN P., RAMMLER E., 1934- Die Kornzusamenn Setzung des Mahlgute im Lichte der wahrschein Lichtkeitlehre. Kolloïd Zeits.,67: 16-26.
ROTHER K.,1965- Ein Betrag zum Blockmeerproblem. Zeits. f. Geom.,9: 321-331.
ROUGERIE G.,1960- Le façonnement actuel des modelés en Côte d'Ivoire forestière. Thèse, Mém. I.F.A.N.,58: 542p.
ROUSSET C.,1978- Observation à la note de R.NEBOIT et Y. VEYRET. "sur l'existence de formes d'origine glaciaire dans le massif du Mézenc": nature périglaciaire de ces formes et conséquences paléoclimatiques. C.R. somm. Soc. géol. de Fr.2: 86
et réponse d'Y. VEYRET , ibid. 87.
ROUSSET C. et POIZAT M.,1975- Les calottes de glace quaternaires des Monts d'Aubrac. Rev. de géogr. phys. et géol. dyn.,2: 171-188.
RUDBERG S.,1972- Periglacial zonation: a discussion. Göttinger geogr. Abh.,60: 221-233.
RUDDIMANN W.F.,MAC INTYRE A., NIEBLER HUNT V., DURAZZI J.T., 1980- Oceanic evidence for the mecanism of rapid northern hemisphere glaciation. Quat. Res.,13,1: 33-64.
RUDDIMANN W.F., MAC INTYRE A.,1981- The mode and mechanism of late deglaciation : oceanic evidence. Quat. Res.16,2: 125-134.
SAHUC P.,1977- Les granites et les anatexites sombres du versant Sud du massif du Pilat et leur couverture métamorphique claire. Signification et relations dans la région d'Annonay. Thèse 3ème cycle, Lyon I.
SCHICK W., 1958- Fragen des periglazialen Formenschatz im Harz. Zeits. f. Geom., 2: 101-140.
SCHOTT W.,1931- Die Blockmeere in den deutchen Mittelgebirgen. Stuttgart Forscheinungen Z.t. Lands und Volkskunde,29.
SCHUNKE E.,1975- Periglazial Morphologie Islands. Die Erde,1/2.
SCHWEIZER G.,1968- Le tardiglaciaire et le niveau des neiges permanentes dans les Hautes montagnes des Alpes Maritimes. Méditerranée,1:23-40.
SEDDOH F.,1973- Arénisation des roches cristallines du Morvan. Thèse, Dijon. Doin, Paris, 377p.
SEEBURGER A.D.,1981- Studies of natural fractures fault zone permeability and a pore space permeability model. Ph.D. Standford univ.,243p.
SEGALL P.,1981- The development of joints and faults in granitic rocks. Ph.D. Stanford univ.,244p.
SERRANO J.J.,1979- Gisement et pétrologie des faciès anatectiques et granitiques du substrat de la série métamorphique du Pilat. Thèse 3ème cycle, Lyon I, 127p.
SHACKLETON J., OPDYKE M.,1973- Oxygen and paleomagnetic stratigraphy of equatorial pacific core: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. Quat. Res.,3:39-55.
SIMPSON G.C.,1934- World climate during quaternary period. Quat. J. of royal meteo. soc.,59: 421-471.
SOMME J.,LAUTRIDOU J.P.,PAEPE R.,1980- Principes, méthodes et systèmes de la stratigraphie du Quaternaire dans le Nord Ouest de la France et la Belgique. In problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes, supp. au Bull. assoc. fr. d'ét. quat.:142-148.
SOONS J.,1958- Formes des vallées dans les Vosges. Rev. géom. dyn.:65-71.
SOUCHIER B.,1971- Evolution des sols sur roche cristallines à l'étage montagnard. Thèse,mém. serv. carte géol. Alsace et Lorraine, Strasbourg, 134p.
SOUTADE G.,1975- Coulées de blocailles et éboulis lités fonctionnels à la coma de Finestrelles. Rev Géom. dyn.1: 1-12.
SOUTADE G.,1980- Modelés et dynamiques actuelles des versants supra-forestiers des Pyrénées orientales. Thèse. Ed. Impr. coop. du Sud Ouest, Albi, 512p.
SUDRIES J.,1969- Le relief glaciaire en Forez. Mém. de maitrise inédit, Lyon.
SWETT, HUMBREY, JOHNSON, 1980- Rock glaciers in N. Spitzberg. J. of Geol., 88:475-489.

TARDY Y.,1969- Géochimie des altérations: étude des arènes etdes eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Thèse, mém. serv. carte géol. d'Alsace Lorraine,31; 199p.
TAUPINARD J.,1974- L'espace microporeux de quelques roches cristallines:implications géomorphologiques. Thèse 3ème cycle Clermont Fd. multigr. 107p.
TE PUNGA J.,1956- Altiplanation terraces in southern England. Buil. perygl.,4: 331-346.
THENOZ B.,1956- Mesure de la perméabilité et de la porosité des roches compactes. C.R. acad. des Sci.,243:289-291.
THOMAS J.,1965- Some aspects of geomorphology of domes and tors in Nigeria. Zeits.f. Geom.,9: 63-81.
THORN C.E.,1978- The geomorphic role of snow. Ann. Am. geogr.,68,3: 414-425.
TOMAS F.,1971- Le relief et les sols de la plaine du Forez. Saint Etienne, Et. foréziennes, 148p.
TRICART J.,1956- Etude expérimentale du problème de la gélivation. Buil.perygl. 4: 285-318.
TRICART J., CAILLEUX A., 1962- Traité de géomorphologie: tome3: le modelé glaciaire et nival. SEDES Paris.
TRICART J., CAILLEUX A., 1967- Traité de géomorphologie climatique tome 4: le modelé des régions périglaciaires. SEDES Paris.
TWIDALE C.R.,1956- Vallons de gélivation dans le centre du Labrador. Rev. géom. dyn.,7: 17-23.
VACHETTE , ROQUES, COUTURIE, 1971- Age hercynien précoce du massif du granite du Velay et âge calédonien des migmatites en panneau dans ce massif. C.R.Acad. Sci.,272: 3116-3119.
VALADAS B., 1975- Les modelés d'origine périglaciaire et leur évolution récente sur les plateaux de Margeride et du Mont Lozère. Bull. Assoc. géogr. fr., 422/423: 63-66.
VALADAS B.,1977- A propos de quelques formations superficielles d'origine périglaciaire en Velay oriental. 100 ème congr. nat. des soc. sav.: 93-106.
VALADAS B.,1984- Les hautes terres du Massif central français: contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques.Thèse Paris I. 2 vol. 927p.
VALADAS B., VEYRET Y.,1974- Quelques aspects des modelés d'origine glaciaire, périglaciaire et nivale sur les confins méridionaux de la Margeride. Rev. de géom. dyn.,3/4:163-177.
VERRIER (LE),1890- Notes sur les formations géologiques du Forez et du Roannais. Bull. soc. géol. Fr.,15.
VEYRET Y.,1981- Les modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif Central Français: problèmes de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne. Thèse Paris, diffusion Publ. univ. Lille III,783p.
VIERS G.,1963- Une étude morphologique des Pyrénées occidentales: pays basque français et Barétous. Thèse, Toulouse, Privat, 604p.
VAN VLIET LANOE B.,1980- Corrélation entre fragipan et permagel. Application aux sols lessivés glossiques. Notes et C.R. du groupe de travail régionalisation du périglaciaire, 5: 9-22.
VAN VLIET LANOE B.,1982- Structures et microstructures associées à la formation de glace de ségrégation : leurs conséquences. 4th can. permafrost conf.:116-122.
VAN VLIET LANOE B., FLAGEOLLET J.C., 1981- Traces d'activité périgalciaire dans les Vosges moyennes. Buil.perygl.28: 208-216.
VOELCKER A.,1932- Uber das Felsenmeere in den deutchen Mittelgebirgen. Geol. Abh.,4: 41.
VOISIN L.,1977- Le modelé schisteux en région froide et tempérée: analyse morphologique d'une région-type: l'Ardenne occidentale. Thèse Paris. H. Champion, 839p.

WAECHTER P.,1973- Contribution à l'étude de la végétation et du milieu dans le Massif du Pilat. mém. DEA, Montpellier, 35p.
WASHBURN A.,1979- Géocryology: a survey of periglacial processes and environments. London, Arnold,320p.
WATSON E.,1965- Grèzes litées ou éboulis ordonnés tardiglaciaires dans la région d'Aberystrwyth au centre du Pays de Galles. Bull. assoc. géogr. fr. 338/339: 16-25.
WILHELM S.,1978- Etude minéralogique des feldspaths en relation avec leur contexte géologique. Thèse Paris, 2 vol. 172p.
WIHLELMY H.,1974- Zur Genese der Blockströme in den deutchen Mittelgebirgen: Berichte zur deutchen Landeskunde, Bonn,48:17-41.
WILLIAMS J.,BARRY R.G.,WASHINGTON W.N., 1974- Simulation of atmospheric circulation using NCAR global circulation model with ice age boundary conditions. J. appl. meteo.:305-317.
WINCKELL A., 1977- L'extrémité de la montagne limousine. Thèse 3ème cycle, publ. Fac. Lettres de Clermont Fd. 161p.
WOILLARD G.,1978- Grande pile bog: a continuous pollen record for the last 140000 years. Quat. Res.,9: 1-21.

TABLE DES FIGURES.

1.1. Géologie du Forez. (D'après CLAVAUD et RATSIMBA, 1972)..... 14
1.2. Les familles de répartition des roches granitiques du Massif Central d'après DIDIER et LAMEYRE,1971)..... 18
1.3. Relations entre les granites en Forez. (D'après B.BARBARIN,1983)..... 20
1.4. Direction des diaclases du granite du Forez..... 20
1.5. Géologie du Pilat..... 22
1.6. Stratigraphie des couvertures leptyniques (d'après M.CHENEVOY,1973).... 26
1.7. Rapports du substrat et de la couverture..... 32
2.1. Niveaux d'érosion en Forez (selon B.DU ROSELLE,1950)..... 38
2.2. Les surfaces d'érosion en Forez. (Selon BOBIER et GLANGEAUD,1959)... 38
2.3. Surface sommitale et réseau hydrographique en Forez..... 44
2.4. La surface sommitale autour de Pierre-sur Haute..... 45
2.5. Aplanissements et couloirs d'érosion en Forez..... 49
2.6. Alvéole de Chalmazel..... 51
2.7. Le couloir du Lignon (selon CLAVAUD et RATSIMBA,1972)..... 53
2.8. Replats barrés et érosion différentielle sur le versant oriental du Forez... 55
2.9. Le panneau à l'Est de la Vidressonne (selon F.TOMAS,1971)..... 56
2.10. Le versant S de la vallée de la Géryze (d'après R.ETIENNE,1971)..... 59
2.11. L'alvéole de Valcivières..... 60
2.12. Les replats de la Dore..... 66
2.13. Interprétations géologiques de la plaine du Forez (d'après A.LE GRIEL,1975) 66
2.14. Position morphologique des coulées de Sauvain..... 70
2.15. Aplanissements et sédimentation sur le versant oriental forézien..... 73
3.1. Le versant méridional du Pilat..... 79
3.2. Le versant occidental du Felletin..... 81
3.3. Le plateau de la République..... 83
3.4. Les alvéoles monoclinaux du Dorlay..... 85
3.5. Les couloirs de la Deôme..... 86
3.6. L'alvéole de Colombier - Saint Julien Molin-Molette..... 87
3.7. Couloirs et alvéoles du Pilat..... 90
3.8. La vallée-couloir de la Bétonnière..... 96
4.1. Extension du glaciaire en Forez..... 110
4.2. Le système glaciaire de la Morte..... 115
4.3. Le système glaciaire du Chorsin..... 117
4.4. Epaisseur et dynamique de la calotte glaciaire forézienne..... 123
4.5. Coupes du glacier forézien..... 124
4.6. Le système d'englacement du plateau du Gros Fumé..... 127
4.7. Pétrographie des moraines.....ain..... 128
4.8. Altitude des moraines en Forez..... 130
4.9. Extension des surfaces au-dessus de 1300 mètres..... 137
5.1. Cirques de névé et niches de nivation en Forez..... 145
5.2. Cirques glaciaires en FOrez..... 147
5.3. Cirques de névé et niches de nivation dans les massifs orientaux..... 148
5.4. Altitude des cirques de névé en Forez..... 150
5.5. Altitude des cirques de névé et niches de nivation dans les massifs orientaux 150
5.6. Altitude des formes de nivation sur les versants nord et sud du Pilat..... 150
5.7. Altitude des planchers de cirques glaciaires..... 152
5.8. Orientation des formes de nivation en Forez..... 154
5.9. Orientation des formes de nivation dans les massifs orientaux..... 154
5.10. Orientation des formes de nivation au Nord et au Sud du Pilat..... 154
5.11. Orientation des cirques glaciaires en Forez..... 156

5.12. Le névé de Gimel..... 158
5.13. Position des niches de nivation et des cirques de névés..... 158
5.14. Position de la ligne de convexité cryonivale en Forez..... 160
5.15. Position de la ligne de convexité cryonivale en Pilat..... 160
5.16. Position de la ligne de convexité cryonivale de l'Ouest à l'Est du Forez... 160
5.17. Position de la surface de balayage..... 162
5.18. La ligne d'équilibre de suralimentation en Forez..... 163
6.1. Les vallons de gélivation en Forez..... 170
6.2. Les vallons de gélivation dans les massifs orientaux..... 170
6.3. Couloirs de gélivation à Faverges..... 175
6.4. Les vallées dissymétriques..... 175
6.5. Les vallons supendus du couloir de la Cance..... 175
7.1. La carte des tors en Forez..... 186
7.1b La carte des tors dans les massifs orientaux..... 187
7.2. Nombre de tors par tranche d'altitude..... 190
7.3. Fréquence des tors au km^2 par tranche d'altitude..... 190
7.4. Projection polaire des plans de diaclases du rocher de la Chapelle..... 195
7.5a. Guirlandes de gélifluxion et coulées boueuses en Forez..... 199
7.5b. Guirlandes de gélifluxion et coulées boueuses dans les massifs orientaux 199
7.6. Les guirlandes du rocher de la Chapelle..... 201
7.7. Altitude et orientation des guirlandes..... 201
7.8a. Localisation des terrasses de gélifluxion en Forez..... 206
7.8b. Localisation des terrasses de gélifluxion dans les massifs orientaux..... 206
7.9. Terrasses de gélifluxion: orientation et altitude..... 208
7.10. Saint Régis: terrasse de gélifluxion..... 208
7.11. Coupe d'une terrasse de gélifluxion d'après CRAMPTON et TAYLOR,1966 211
7.12. Terrasses de gélifluxion de la Dunières et de St Meyrat..... 211
7.13. Altitude et orientation des coulées boueuses..... 215
7.14. Mécanisme de déclenchement des coulées boueuses..... 215
8.1. Les chirats: localisation..... 220
8.2. Les chirats de l'Oeillon et de la Perdrix..... 224
8.3. Le chirat de Combernaud..... 224
8.4. Exposition des chirats..... 230
8.5. La pente des éboulis: l'exemple de l'Oeillon..... 239
8.6. Différentes dynamiques d'un chirat complexe: Saint Sabin..... 239
9.1. Types d'arènes remaniées d'après P.CURMI,1980..... 245
9.2. Courbes granulométriques des arènes à blocs: Roche-en Forez..... 248
9.3. La coupe des Sétoux..... 250
9.4. Courbe granulométrique des arènes à blocs à Marlioux..... 250
9.5a. Histogramme de la répartition altitudinale des arènes à blocs..... 255
9.5b. Fréquence des arènes à blocs par tranche d'altitude..... 255
9.6. La coupe de Cognières..... 259
9.7. Aplatissement des galets des arènes à blocs..... 263
9.8. La coupe de la Boutonnasse..... 264
9.9. Granulométrie des matrices des arènes remaniées..... 267
9.10a. Les deux modes d'incorporation des blocs dans l'arène..... 270
9.10b. La coupe Lyomet..... 271
9.11. Versants d'arènes à boules saillantes à la Versanne..... 273
9.12 Les types de matrice des arènes remaniées..... 276
9.13. La dissymétrie des lits fins de l'arène litée..... 278
9.14. La coupe de la Couette..... 282
9.15. Baracuchet: coupe et granulométrie..... 287
9.16. La coupe du Pyfara..... 289

10.1. Courbe thermique des essais de gélifraction..... 309
10.2 Structure des échantillons testés: croquis d'après lame>..... 312
10.3. Poids des débris obtenus par kilo d"échantillon..... 318
10.4. Evolution du spectre granulométrique des débris..... 324
10.5. Corrélation entre production de fines et production totale des débris 328
10.6. Part des fines dans les débris à 400 cycles..... 328
10.7. Evolution de la part des fines dans les débris entre 0 et 400 cycles... 328
10.8. Minéralogie des sables à 400 cycles..... 331
10.9. Rapports entre la minéralogie et le poids des sables obtenus..... 337
10.10. Influence du poids du bloc sur l'ascension capillaire..... 337
10.11. Observation de l'ascension capillaire..... 337
10.12. Courbes d'ascension capillaire..... 339
10.13. Histogramme des valeurs du paramètre k..... 341
10.14. Corrélation entre la porosité à l'eau et au mercure..... 343
10.15. Courbes de porosimétrie au mercure..... 344
10.16. Corrélation entre l'indice N et le poids débris obtenus..... 347
10.17. Corrélation entre le coefficient H et le poids des débris obtenus..... 351
10.18. Corrélation entre le coefficient S_{12j} et le poids des débris obtenus... 351
10.19. Corrélation entre le coefficient S_{15j} et le poids des débris obtenus.. 351
10.20. Corrélation entre le coefficient F_{12h} et le poids des débris obtenus.. 353
10.21. Corrélation entre le coefficient $F_{15\theta}$ et le poids des débris obtenus.. 353
10.22. Abaques du calcul de F..... 353
10.23. Tors et diaclases à Pierre-sur-Haute..... 358
10.24. Granulométrie des fines dans les diaclases..... 358
11.1. Granulométrie des loess et des limons de gélifraction (d'après J.P. LAUTRIDOU, 1984)..... 368
11.2. Graphes comparés des distribution de Gauss et de Rosin-Rammler..... 374
11.3. Carte du lieu de prélèvement des neuf arènes..... 376
11.4. Enregistrement du rythme thermique lors du 1eressai à Caen..... 378
11.5. Granulométries avant et après gel lors du 1 ^{er} essai à Caen..... 379
11.6. Enregistrement thermique de l'essai sur neuf arènes (2ème essai Caen) 383
11.7. Granulométries avant et après gel lors du 2ème essai à Caen..... 388
11.8. Ajustement des granulométries à la distribution de Rosin-Rammler... 389
11.9. Valeur des paramètres C et n avant et après essai..... 393
11.10 Amenuisement des minéraux après 5OOcycles de gel..... 396
11.11. Essai de migration des fines: localisation du prélèvement..... 400
11.12. L'enceinte climatisée..... 400
11.13. La position des sondes thermiques..... 400
11.14. L'enregistrement thermique..... 402
11.15. Granulométries en surface de l'arène..... 405
11.16. Le front de taille en X 50 405
11.17. Granulométries du front de taille en X 50..... 407
11.18. Granulométrie du lit fin, du lit grossier et de l'arène d'origine..... 407
11.19. Migration des minéraux (d'après CORTE,1966)..... 411
11.20a. Granulométries du lit fin, du lit grossier et de l'arène d'origine: courbes non cumulées..... 413
11.20b. Granulométries de l'arène en place, de l'arène fauchée et de l'arène structurée par le gel..... 413
11.21. Histogrammes de la teneur en fines des arènes remaniées..... 416
11.22. Carte de la teneur en fines des arènes remaniées..... 417
11.23. Courbes d'ajustement de deux échantillons d'arène remaniée..... 418
11.24. L'enrichissement en fines des arènes remaniées..... 421
12.1. Arènes remaniées à l'Eau Vive: croquis d'après lame..... 427

12.2. Arène remaniée à Gimel: croquis d'après lame..... 427
12.3. Mécanisme du fauchage par frost creep..... 430
12.4. Gélifluxion à Combernaud: croquis d'après lame..... 433
12.5. Gélifluxion au Pyfara: croquis d'après lame..... 433
12.6. Illuviation et gélifluxion à Gimel: croquis d'après lame..... 433
12.7. Granulométrie des arènes de ruissellement..... 437
12.8a. Compaction au Lachet: croquis d'après lame..... 440
12.8b. Compaction à Gimel: croquis d'après lame..... 440
12.9. Carte des arènes compactées..... 442
12.10. Lits argileux et limoneux à Gimel: croquis d'après lame..... 450
12.11. Compaction et illuviation à Marlioux: croquis d'après lame..... 450
13.1. Gradients pluviométriques en Forez et Pilat..... 471
13.2. Tenue de la neige au sol en Pilat..... 471
13.3. Ligne des neiges permanente climatique et orographique(d'après W. KLAER,1977)..... 477
13.4. Limite du permafrost en Arctique selon S.A. HARRIS,1981)..... 482
15.1. Deux faciès d'étage périglaciaire..... 501
15.2. Modèle d'étagement en Forez..... 507
15.3. Modèle d'étagement dans les massifs orientaux..... 516
15.4. Modèle d'étagement en Europe occidentale..... 522
15.5. Zonation de la végétation en Europe occidentale au Würm (d'après J.BUDEL,1951)..... 526
15.6. Centres d'action et régime des vents au Tardiglaciaire (d'après H. POSER,1951)..... 528
15.7. Champs de pressions et vents de surface selon LAMB et WOODROFFE 1970)..... 528
16.1. Les cônes de l'Ouest forézien..... 533
16.2a. Le cône de Vertolaye..... 535
16.2b. Le cône de Fraisse-Vernet..... 535
16.3. Granulométries du cône de Vertolaye..... 535
16.4. Le système du Dorlay..... 542
16.5. La terrasse du barrage du Dorlay..... 544
16.6. Les terrasses du Dorlay à Grand Croix..... 544
16.7a. Granulométries des terrasses du Dorlay à Grand Croix..... 546
16.7b. Pétrographies des nappes du Dorlay..... 546
16.8. Les cônes de la Cance..... 550
16.9. Les terrasses du Lignon à Boën 554
16.10. Les terrasses de la Loire (d'après J.P. LARUE,1979)..... 556
16.11 Diagramme pollinique au Mont du Bélier (d'après DE BEAULIEU, PONS et REILLE, 1982)..... 562
16.12. Diagramme pollinique aux Sahliens (d'après LANG et TRAUTMANN 1961)..... 563
16.13. La fin du Würm en Velay (d'après DEBARD et MOSER,1977)..... 568
16.14a La coupe de la CHaud de Rougeac..... 570
16.14b. La coupe des Sagnolles..... 570
17.1. La coupe des Champas..... 575
17.2. La séquence du Pyara..... 578
17.3. La séquence du col de Doizieu..... 580
17.4. La séquence du col du Béal..... 582
17.5a. La Coupe de Gimel..... 583
17.5b. La séquence de Gimel..... 584
17.6. La séquence de Chorsin..... 588
17.7. La coupe des Planches 593
17.8. La coupe du Sagnasson..... 593
17.9. Le cône de Riotord..... 598

18.1. Les phénomènes glaciaires et périglaciaires lors de la crise du GOURD DES AILHERES..... 608
18.2. La crise Tardiglaciaire..... 611
18.3. Les phénomènes glaciaires et périglaciaires lors de la crise des CHAMPAS..... 614
18.4. Les phénomènes glaciaires et périglaciaires lors de la crise du LACHET 618
18.5a. Le sondage du Gourd des Ailhères: Profil..... 622
18.5b. Le sondage du Gourd Des Ailhères: palynologie d'après C.R. JANSSEN 622
18.6. Granulométrie des sédiments au Gourd Des Ailhères..... 624

TABLE DES TABLEAUX.

1.1.	Analyses modales des granites du Forez	1
1.2.	Analyses chimiques des granites du Forez	16
1.3.	Analyses modales des granites et gneiss du Pilat et du Vivarais	23
1.4.	Analyses chimiques des granites et gneiss du Pilat et du Vivarais	24
4.1.	Minéralogie des matrices des moraines du Forez	130
4.2.	Synthèse du glaciaire forézien	132
8.1.	Exposition des chirats en fonction de l'altitude	230
8.2.	Répartition des types de chirats suivant l'altitude et l'exposition	230
8.3.	Pétrographie des chirats	232
9.1a.	Répartition des arènes à blocs suivant l'altitude et l'exposition en Forez	257
9.1b.	Répartition des arènes à blocs suivant l'altitude et l'exposition en Pilat et Vivarais	257
9.2.	Nombre de coupes d'arènes remaniées observées suivant l'épaisseur et la pétrographie	259
9.3.	Les versants à boules saillantes en Forez et Pilat- Vivarais	268
9.4.	Longueur des blocs suivant l'altitude en Limousin d'après R.LACOTTE	269
9.5.	Minéralogie des argiles des arènes fauchées	282
9.6.	Synthèse de l'étagement des modelés périglaciaires	303
10.1	Poids des débris à 400 cycles	321
10.2.	Spectre granulométrique des débris à 400 cycles	321
10.3.	Minéralogie des sables obtenus à 400 cycles	331
10.4.	Minéralogie des poudres obtenues à 400 cycles	333
10.5.	Paramètres S_{cr}, k, N_p des échantillons testés	341
10.6.	Porosité au mercure, rayon médian de pore et indice N des échantillons testés	347
11.1.	Les minéraux lourds de la coupe de Chorsin	369
11.2.	Intensité d'amenuisement selon le rythme de gel	382
11.3.	Composition minéralogique des roches-mères des arènes testées	385
11.4.	Evolution des médianes et des indices de classement après le gel	385
11.5.	Minéralogie des sables des arènes avant et après gel	393
11.6.	Minéralogie des poudres avant et après le gel	398
11.7.	Minéralogie des argiles avant et après le gel	398
11.8.	Progression du front de gel dans l'arène	406
11.9.	Minéralogie des lits structurés par le gel	408
16.1.	Les cônes de l'Ouest forézien	536
17.1.	Synthèse des corrélations glaciaire-périglaciaire	601
18.1	Minéraux argileux des moraines du Cantal et du Forez	624
18.2.	Tableau général des corrélations et des datations	631

TABLE DES MATIERES.

Avant Propos I
Introduction 3
Le choix du thème et le choix du cadre 5
Approche méthodologique 7

PREMIERE PARTIE: LA STRUCTURE ET L'HERITAGE PREQUATERNAIRE 9
Chapitre 1. Les données structurales 10
1. Le Forez a dominante granitique 11
1.1. Les ensembles pétrographiques 11
1.1.1. L'essentiel du horst est constitué de granite d'anatexie 11
1.1.2. Les granites à deux micas et grains grossiers 12
1.1.3. Les granites porphyroïdes 13
1.1.4. Les migmatites 15
1.1.5.Les granites intrusifs 17
1.1.6. Conclusion 17
1.2. Les relations entre les granites 17
2. Les massifs de la bordure orientale à dominante métamorphique 21
2.1. Le substrat sombre 21
2.1.1. Le granite à biotite 21
2.1.2. Le grnaite hétérogène sombre 23
2.1.3. Les anatexites sombres 25
2.2. La couverture claire 25
2.2.1. Des séries micaschisteuses 25
2.2.2. La série gneissique et leptynique 27
2.2.3. Les anatexites claires de base 28
2.2.4. Les granites à muscovite 29
2.3. Les rapports du substrat et de la couverture 30
2.3.1. La thèse des nappes 30
2.3.2. Les interprétations récentes 30
2.3.3. Les dislocations varisques 31
2.4. Conclusion 33

Chapitre 2. L'héritage morphologique tertiaire en Forez 35
1. L'historique des interprétations 35
1.1. Les premières interprétations 36
1.1.1. Les travaux de P. GLANGEAUD 36
1.1.2. Les travaux de H. BAULIG 36
1.1.3. Les travaux de B. DU ROSELLE 37
1.1.4. Les travaux de BOBIER et GLANGEAUD 39
1.2. Les travaux récents 39
1.2.1. Le travail de R. ETIENNE 39
1.2.2. Les travaux de F.TOMAS 40
1.2.3. Les recherches de A. LE GRIEL 41
1.3. Rappel des questions en suspens et des éléments nouveaux 41
2. Les unités morphologiques régionales 42
2.1. Le problème de la surface sommitale et de sa retombée orientale 43
2.1.1. La surface sommitale 43
2.1.2. La retombée orientale 47
2.2. Les planchers d'alvéole et les niveaux emboîtés: le versant forézien 50

2.2.1. Le couloir du Lignon et l'alvéole de Chalmazel..... 50
2.2.2. Le versant oriental au Sud du Lignon..... 54
2.3. Les planchers d'alvéole et niveaux emboîtés: le versant livradois..... 57
2.3.1. Un canevas tectonique dominateur..... 58
2.3.2. Deux niveaux d'encaissement des vallées et alvéoles..... 59
2.4. Le haut bassin de l'Ance..... 61
2.4.1. Un couloir dans la surface sommitale..... 61
2.4.2. Fossé tectonique ou couloir d'érosion différentielle..... 62
2.5. Un cloisonnement extrême: le nord Forez..... 63
2.5.1. Les alvéoles et leurs cloisons..... 63
2.5.2.La retombée sur le bassin de Noirétable..... 64
2.6. Conclusion..... 64
3. Les problèmes généraux du massif forézien: la part de la tectonique et de l'érosion différentielle dans la morphogénèse..... 65
3.1. Les éléments permettant d'assurer une chronologie..... 65
3.1.1. L'enseignement de la stratigraphie de la plaine du Forez..... 65
3.1.2. Les autres bassins..... 68
3.1.3. L'enseignement du volcanisme..... 68
3.2. Synthèse de l'évolution géomorphologique du Forez au Tertiaire..... 69
3.2.1. L'élaboration des alvéoles et couloirs.....; 69
3.2.2. La surface sommitale..... 71
3.2.3. Les phases tectoniques..... 71
3.2.4. Les ultimes phases de la morphogénèse avant le Quaternaire..... 74
3.3. Conclusion..... 75

Chapitre 3. L'héritage morphologique tertiaire du Pilat et du Vivarais..... 77
1. Le modelé des sommets..... 77
1.1. Les couvertures métamorphiques..... 77
1.1.1. Le massif du Pilat..... 77
1.1.2. Les couvertures métamorphiques vivaroises..... 79
1.2. Le problème de l'érosion différentielle dans le substrat..... 82
2. Le défoncement du massif et le développement des alvéoles..... 83
2.1. Les alvéoles dissymétriques du versant nord..... 84
2.2. Les vallées de l'Argental et de la Deôme..... 84
2.3. Les vallées méridionales..... 88
2.4. Le versant occidental..... 89
2.5. Le problème du piémont rhodanien..... 91
3. Synthèse de l'évolution morphologique des massifs orientaux..... 92
3.1. L'enseignement du bassin dauphinois..... 92
3.2. L'enseignement des autres bordures est décevant..... 93
3.3. Synthèse de l'évolution gémorphologique du Pilat et du Vivarais au Tertiaire..... 94
3.3.1. Une surface généralisée sur le massif..... 94
3.3.2. Des aplanissements locaux partout,développés inégalement..... 95
Conclusion: Forez et Vivarais à l'aube du Quaternaire..... 97
1. Convergences et divergences de l'évolution morphologique..... 97
2. A l'aube du Quaternaire..... 99

DEUXIEME PARTIE:L'INVENTAIRE DES MODELES ET DES FORMATIONS FROIDES: LEUR SIGNIFICATION PALEOCLIMATIQUE..... 103
Chapitre 4 Langues et calottes glaciaires..... 107
1. Le problème du glaciaire forézien : historique..... 107
1.1. Les travaux anciens..... 108

1.1.1. Les précurseurs: P.GLANGEAUD et L.GACHON..... 108
1.1.2. Les travaux de B. DU ROSELLE..... 109
1.1.3. Les travaux récents..... 109
1.1.4. Le travail d'Y VEYRET..... 111
1.2. Conclusion: un problème délicat..... 112
2. Les formes glaciaires en Forez..... 113
2.1. Les formes des vallées glaciaires..... 113
2.1.1. Le versant occidental présente des langues courtes..... 113
2.1.2. Le versant oriental présente des langues plus longues..... 114
2.2. Le glacier de plateau..... 118
2.2.1. Des témoins indiscutables..... 119
2.2.2. L'extension du glacier de plateau..... 119
3. La dynamique du glacier forézien..... 121
3.1. Epaisseur des glaciers foréziens..... 122
3.1.1. L'épaisseur de l'ice cap..... 122
3.1.2. L'épaisseur des glaciers de vallée..... 125
3.2. Les flux de glace..... 126
3.3. Les étapes de la glaciation forézienne..... 129
3.3.1. Deux bourrelets accolés jalonnent deux maximas..... 131
3.3.2. Un stade de retrait..... 131
3.3.3.Un stade plus ancien?..... 133
4. Le problème du glaciaire en Pilat..... 134
4.1. Des formes douteuses..... 134
4.1.1. Sur le versant méridional du Pilat..... 134
4.1.2. Sur le versant oriental du Panère..... 135
4.1.3. Le versant nord du PIlat..... 136
4.2. Le Pilat et les données des autres massifs..... 136
5. Conclusion: l'enseignement des formes glaciaires..... 138

Chapitre 5. De la niche de nivation au cirque glaciaire: une théorie de la nivation? 141
1. Localisation des formes de nivation et des cirques glaciaires..... 143
1.1. L'enseignement du domaine forézien..... 144
1.1.1. Les niches de nivation et les cirques de névé..... 144
1.1.2. Les cirques glaciaires..... 146
1.2. Les domaines orientaux: les formes de nivation..... 146
2. La suralimentaton à l'échelle du massif..... 149
2.1. L' al titude des cirques et des névés..... 149
2.1.1. L'altitude des névés..... 149
2.1.2. L'altitude des cirques glaciaires..... 151
2.2. L'orientation des cirques et des niches..... 153
2.2.1.L'orientation des formes de nivation..... 153
2.2.2. L'orientation des cirques glaciaires..... 155
3. La suralimentation à l'échelle du versant..... 156
3.1. Observations générales sur la localisation et la dynamique des névés. 157
3.1.1. Le névé de pied de paroi est rare..... 157
3.1.2. Le névé de vallon est le cas général..... 157
3.2. La ligne de convexité cryonivale..... 159
3.2.1. Définition..... 159
3.2.2. Localisation de la ligne de convexité cryonivale..... 159
4. Conclusion: de la niche de nivation au cirque glaciaire..... 163

Chapitre 6. Un aménagement des vallées et des vallons..... 165
1. Les vallons élémentaires..... 166
1.1. Les formes des vallons élémentaires..... 166
1.1.1. Le vallon-entonnoir est le plus proche de l'organisme torrentiel. 166
1.1.2. Le vallon-couloir..... 167

1.1.3. Le vallon escalier est une variante du précédent 167
1.1.4. Les vallons- berceaux 168
1.2. La répartition des vallons et ses facteurs 169
1.2.1. En Forez 169
1.2.2. Dans les massifs orientaux 171
1.2.3. Interprétation générale 172
1.3. La dynamique du vallon périglaciaire 172
2. Les rapports des vallons et des vallées drainées 176
2.1. Les cônes 176
2.2. Les cas de perchement 177
3. Les vallées drainées 178
3.1. Modelé du fond des vallées 178
3.2. Le problème du modelé des versants 180
4. L'enseignement de l'étude des vallées et des vallons 182

Chapitre 7. Les modelés des versants: variations autour de la gélifluxion 183
1. Les formes de déchaussement: corniches et tors 184
1.1. La répartition des tors 185
1.1.1. Les faits d'observation 185
1.1.2. Tor et nature pétrographique du substrat 188
1.1.3. Tor et héritage paléoclimatique 189
1.1.4. Nouvelle approche de la répartition des tors 191
1.2. Le modelé des tors 193
1.2.1. La dissymétrie structurale 194
1.2.2. La dissymétrie climatique 194
1.3. Le tor et l'évolution du versant 196
1.3.1. Le tor et le recul du versant 196
1.3.2. La fourniture des blocs 197
2. Les guirlandes de gélifluxion 198
2.1. Localisation des guirlandes de gélifluxion 198
2.2. La mise en place des guirlandes 200
3. Les terrasses de gélifluxion 203
3.1. Problèmes de terminologie: deux types de formes 203
3.1.1. Terrasses cryonivales ou de cryoplanation 203
3.1.2. Les terrasses de gélifluxion au sens strict 205
3.2. La répartition des terrasses de gélifluxion 207
3.3. La dynamique et la signification morphoclimatique des terrasses de gélifluxion 209
3.3.1. Une dynamique apparentée à celle des glaciers rocheux 210
3.3.2. Un engraissement des revêtements gélifluidaux à blocs 210
3.3.3. Conclusion 212
4. Les coulées boueuses 213
4.1. Description et identification 213
4.2. La répartition des coulées boueuses 214
4.3. Interprétation et signification des coulées boueuses 216

Chapitre 8. Les chirats: originalité des massifs orientaux 219
1. Répartition et physionomie des chirats 221
1.1. Des formes diverses 222
1.2. L''amont des chirats 223
1.3. L'aval du chirat et ses bordures latérales 225
1.3.1. Les observations des coupes 225
1.3.2. Conclusion des observations 227
1.3.3. Interprétation des rapports dynamiques entre l'arène et le chirat 228
2.Etude statistique de la répartition des chirats 229
2.1. Le rôle de l' altitude et de l'exposition 229
2.2. Le rôle de la pétrographie 232
3. La dynamique des chirats 233

3.1. La dynamique des formations à blocs: rappels..... 233
3.2. L'origine des blocs..... 234
3.3.L'étalement des blocs sur le versant..... 235
3.3.1. L'action du lavage d'une coulée de gélifluxion..... 237
3.3.2. L'enseignement de la disposition des blocs..... 237
3.3.3.Une dynamique complexe..... 238
4. Conclusion: le problème de la signification paléoclimatique des chirats du Pilat241

Chapitre 9. Les versants régularisés d'arènes remaniées..... 243
1. De l'arène en place au recouvrement généralisé: problèmes de terminologie... 244
1.1. Les formations à blocs..... 244
1.2. Les arènes litées..... 246
1.3. Les dallages..... 247
2. Les recouvrements d'arènes remaniées à blocs..... 248
2.1. Les coupes-types..... 248
2.1.1. La coupe de Roche-en Forez..... 248
2.1.2. La coupe des Sétoux..... 249
2.1.3. La coupe de Marlioux..... 249
2.1.4. La coupe de l'Eau Vive à Chalmazel..... 251
2.1.5. Les enseignements généraux des coupes-types..... 251
2.2. Des formations ubiquistes..... 253
2.2.1. Etude des coupes ou étude des versants?..... 253
2.2.2. La répartition par altitude..... 254
2.2.3. Les diagrammes d'orientation..... 254
2.3. La topographie fossilisée sous les arènes remaniées..... 256
2.4. Les blocs dans l'arène..... 260
2.4.1. Une origine des blocs locale..... 260
2.4.2. La taille des blocs..... 260
2.4.3. La forme des blocs..... 261
2.4.4. La disposition des blocs..... 262
2.5. La mise en place des arènes à blocs sur le versant..... 265
2.5.1. Les revêtements de haut de versant..... 265
2.5.2. Blocs saillants et blocs non saillants..... 267
2.6. Les matrices des arènes remaniées à blocs..... 271
2.6.1. Les matrices limoneuses en vrac..... 273
2.6.2. Les matrices à limons dominants..... 274
2.6.3. Les matrices sablo-argileuses..... 275
2.6.4. *Les matrices litées sableuses*..... 275
2.6.5. Les matrices à lentilles et à trous..... 275
3. Les arènes fauchées et les arènes litées..... 277
3.1. Les arènes fauchées..... 277
3.1.1. Répartition des arènes litées..... 277
3.1.2. La dynamique des arènes fauchées..... 284
3.2. Les arènes de ruissellement..... 286
3.2.1. La dynamique des arènes de ruissellement..... 286
3.2.2. La répartition des arènes de ruissellement..... 288
4. Dallages et lits de caillasse..... 289
4.1. Les lits de caillasse..... 289
4.2. Les dallages..... 291
4.2.1. Définition..... 291
4.2.2. L'enseignement des observations à Chomelix..... 291
5. Les superpositions de formations et leurs problèmes..... 293
5.1. Les types de superposition..... 293
5.2. Les interprétations de la succession arène fauchée- arène remaniée à blocs..... 294

5.2.1. Les interprétations d'A.GODARD..... 294
5.2.2. Les interprétations de J.C. FLAGEOLLET..... 295
5.2.3. Les idées des pédologues..... 295
5.2.4. Les interprétations de HOVERMANN..... 296
5.3. Les problèmes posés par les superpositions: discussion..... 297
5.3.1. Les problèmes posés..... 297
5.3.2. La thèse de l'entrainement de l'arène fauchée par l'arène à blocs 297
5.3.3. La thèse de la succession chronologique..... 298
5.4. Conclusion provisoire au problème des superpositions..... 299
CONCLUSION DE LA DEUXIEME PARTIE..... 301

TROISIEME PARTIE:LES PROBLEMES DU COMPORTEMENT DU GRANITE ET DE L'ARENE EN MILIEU FROID..... 303
Chapitre 10. La gélifraction du granite..... 307
1. Les résultats de la gélivation expérimentale..... 308
1.1. Les protocoles de gel..... 308
1.1.1. La courbe thermique..... 308
1.1.2. L'alimentation en eau..... 310
1.2. Les échantillons..... 311
1.2.1. Le choix des faciès testés..... 311
1.2.2. Etude microscopique..... 312
1.3. Les résultats de l'expérimentation..... 317
1.3.1. Le poids des débris..... 317
1.3.2. La granulométrie des débris..... 320
1.3.3. Interprétation de la granulométrie des débris..... 323
1.3.4. La minéralogie des débris..... 330
2. Les éléments d'explication: la géométrie des pores..... 334
2.1. L'ascension capillaire..... 335
2.1.1. Le principe de la méthode..... 335
2.1.2. Les résultats de l'ascension capillaire..... 336
2.2. La porosité..... 342
2.2.1. La porosité à l'eau..... 342
2.2.2. La porosité au mercure: les protocoles..... 342
2.2.3. Les résultats de la porosité au mercure..... 343
3. Vers la définition d'un indice de gélivité applicable aux roches granitoïdes..... 349
3.1. Le coefficient d'absorption..... 349
3.2. Le coefficient F de FAGERLUND..... 350
3.2.1. Les résultats..... 350
3.2.2. Discussion des résultats..... 354
3.2.3.Conclusion..... 355
4. Macrogélivation et microgélivation..... 356
4.1. Les observations de terrain..... 356
4.1.1. L'exemple des sommets du Forez..... 356
4.1.2. L'exemple des gneiss leptyniques du Pilat..... 357
4.2. Les limons et la macrogélivation..... 359
5. Conclusion à la gélivation des granitoïdes..... 360

Chapitre 11. Les fines dans l'arène..... 365
1. Etat de la question..... 365
1.1. Les limons dans les formations d'arènes remaniées..... 365
1.2. Les limons dans les heads..... 366
1.3. Les approches du problème des limons..... 367
1.3.1. La méthode de la minéralogie..... 367
1.3.2. La méthode statistique..... 370
1.3.3. L'approche expérimentale..... 371

2. La recherche d'une méthode granulométrique 371
2.1. La loi de ROSIN RAMMLER 372
2.2. Mode opératoire 373
3. L'amenuisement de l'arène 375
3.1. L'influence du rythme de gel 377
3.2. Les divers comportements selon la pétrographie 377
3.2.1. Le choix des échantillons 377
3.2.2. Les résultats de l'analyse granulométrique 384
3.2.3. Amenuisement et minéralogie 392
4. La migration des limons dans l'arène 399
4.1. Définition du projet 399
4.1.1. Le choix de l'arène 399
4.1.2. Le rythme thermique 401
4.2. Observation des résultats 403
4.2.1. Le déroulement des cycles 403
4.2.2. Les observations de surface 404
4.2.3. Les observations sur le front de taille 404
4.3. Interprétation des résultats 406
4.3.1. Les données granulométriques et minéralogiques 406
4.3.2. L'explication des processus 409
4.3.3. L'arène expérimentale et l'arène fauchée 412
4.4. Conclusion à la migration des fines 414
5. La régionalisation des limons 415
5.1. Les variations brutes de la teneur en fines 415
5.2. La mesure des écarts à la distribution de ROSIN-RAMMLER 417
5.3. Les cartes de redistribution des fines 419
5.3.1. La carte des massifs orientaux 419
5.3.2. La carte du Forez 420
5.3.3. COnclusion à l'étude de la répartition des fines 422
6. Conclusion au problème de l'origine des limons 423

Chapitre 12. La dynamique de l'arène en milieu périglaciaire 425
1. Trois processus: cryoreptation, gélifluxion , compaction 426
1.1. La cryoreptation 426
1.1.1. L''examen des lames minces 426
1.1.2. Interprétation de la dynamique de cryoreptation 429
1.1.3. Signification paléoclimatique de la cryoreptation 431
1.2. La gélifluxion 432
1.2.1. L'étude micromorphologique 432
1.2.2. Signification paléoclimatique de la gélifluxion 435
1.3. Le ruissellement sur sol gelé 436
1.4. La structuration lamellaire et la compaction 438
1.4.1. Les phénomènes d'induration périglaciaire 438
1.4.2. L'étude micromorphologique 439
1.4.3. Les mécanismes de la compaction 441
1.4.4. La répartition des formations compactées 441
1.4.5. Interprétation paléoclimatique de la compaction 443
2. D'une dynamique à l'autre 444
2.1. De la cryoreptation à la gélifluxion 444
2.1.1. Examen microscopique 445
2.1.2. L'examen sur le terrain: la patinette 446
2.1.3. Conclusion au passage de la cryoreptation à la gélifluxion 446
2.2. De la cryoreptation à la ségrégation des fines 448
2.2.1. Les lames 449
2.2.2. Conclusions 449

2.3. De la gélifluxion à la ségrégation des fines et à la compaction..... 451
3. Dynamique de l'arène et pétrographie..... 452
3.1. L'épaisseur de l'arène..... 452
3.2. La teneur en limons..... 453
3.3. La structure de l'arène..... 454
4. Conclusion..... 456
CONCLUSION A LA TROISIEME PARTIE..... 459

QUATRIEME PARTIE:ETAGEMENT ET CHRONOLOGIE..... 463
Chapitre 13. Les fondements d'un étagement morphologique..... 467
1. Discussion de la notion d'étagement..... 467
1.1. Historique de la notion d'étage: l'étagement végétal..... 467
1.2. La notion de grandient: sa relativité..... 469
1.2.1. Le gradient thermique..... 469
1.2.2. L'enneigement..... 470
1.2.3. Le vent..... 472
2. Les facteurs de l'étagement..... 473
2.1. Le problème de la limite des neiges permanentes..... 473
2.1.1. La limite des neiges permanentes d'après les formes glaciaires... 473
2.1.2. Les neiges permanentes d'après les névés..... 474
2.1.3. Les neiges permanentes d'après les calculs théoriques..... 475
2.1.4. Ligne climatique et ligne orographique des neiges permanentes.. 476
2.2. Le problème du pergélisol..... 478
2.2.1. Le problème des critères de reconnaissance..... 478
2.2.2. Le pergélisol d'après les calculs 480
2.2.3. L'épaisseur de la couche active..... 482
3. Les limites de la notion d'étage morphologique..... 484
3.1. La survivance des formes..... 484
3.2. La dimension chronologique de l'étagement..... 484
3.3. Héritage et pétrographie..... 485

Chapitre 14.La défintion des étages: limites et associations de formes..... 487
1. L'étage périglaciaire inférieur..... 489
1.1. Les formes caractéristiques..... 489
1.1.1. Les vallons de gélivation et leur dissymétrie..... 489
1.1.2. Les arènes remaniées à blocs..... 489
1.2. Interprétation paléoclimatique de l'étage périglaciaire inférieur..... 490
1.3. Les limites altitudinales de l'étage..... 491
2. L'étage périglaciaire supérieur..... 491
2.1. Des formes banales et des formes plus spécifiques à cet étage..... 491
2.2. Interprétation paléoclimatique de l'étage périglaciaire supérieur..... 492
2.3. Les limites altitudinales de l'étage..... 493
3. L'étage glacio-nival..... 493
3.1. Les formes caractéristiques de l'étage glacio-nival..... 494
3.2. Les caractères climatiques de l'étage..... 495
3.3. L'évolution chronologique de l'étage..... 496
4. L'étage glaciaire..... 496
4.1. Les formes caractéristiques de l'étage glaciaire..... 496
4.2. Les limites de l'étage glaciaire..... 497
4.3. L'évolution chronologique de l'étage glaciaire..... 497
5. Conclusion à la définition des étages 497

Chapitre 15. Les étages d'un massif à l'autre..... 499
1. La notion de faciès d'étage..... 499
1.1. Le faciès à gélifraction dominante.....; 500

1.1.1. Les formes caractéristiques du faciès à gélifraction dominante 500
1.1.2. Localisation du faciès à gélifraction 501
1.2. Le faciès à gélifluxion dominante..... 503
1.2.1. Les formes caractéristiques de ce faciès..... 503
1.2.2. La localisation de ce faciès est large..... 503
1.3. Conclusion à la définition des faciès d'étage..... 504
2. Les nuances régionales..... 505
2.1. Le Forez: une opposition de l'Ouest à l'Est..... 505
2.1.1. Le versant livradois du Forez..... 505
2.1.2. Le versant forézien..... 508
2.1.3. Le nord Forez..... 510
2.2. Le Pilat et les massifs vivarois..... 510
2.2.1. Le Pilat métamorphique..... 510
2.2.2 Le Pilat granitique..... 512
2.2.3. Les massifs vivarois..... 513
2.2.4. Conclusion..... 515
2.3. Du Forez au Pilat..... 516
3. D'un massif à l'autre..... 518
3.1. La Margeride..... 518
3.2. Le Harz..... 519
3.3. La Forêt Noire..... 521
3.4. Le massif du Madrès..... 522
3.5. Conclusion: limite des étages et paléoclimats..... 523
3.5.1. Etagement et zonation..... 523
3.5.2. Limites d'étages et reconstitutions paléoclimatiques..... 525

Chapitre 16. L'enseignement des régions limitrophes..... 531
1. Les cônes foréziens..... 532
1.1. Description des cônes..... 532
1.1.1. L'ensemble de la Géryze..... 532
1.1.2. L'ensemble de Vertolaye..... 534
1.1.3. Les cônes de Fraisse..... 534
1.1.4. Les cônes de JOb-Pailhat..... 537
1.1.5. Les cônes de la Volpie..... 538
1.1.6. Les cônes de la Forie..... 538
1.2. La dynamique de mise enplace des cônes 539
1.3. La corrélation des cônes avec les terrasses de la Dore..... 540
1.4. Le versant oriental..... 540
2. Cônes et terrasses du bassin du Gier..... 540
2.1. Le système du Dorlay..... 541
2.1.1. Les formations de l'amont..... 541
2.1.2. Les nappes de la Grand Croix..... 545
2.1.3. Le problème de la corrélation des nappes du Gier et du Rhône.. 547
3. Les cônes ardèchois..... 549
3.1. L'étude des coupes..... 549
3.1.1. Le cône de Saint Julien-Vocance..... 549
3.1.2. La terrasse de Vocance..... 550
3.1.3. La terrasse de Villevocance..... 551
3.2. Interprétation des formations de la Cance..... 551
4. Les terrasses de la Loire et de ses affluents..... 553
4.1. Les terrasses du Lignon..... 553
4.1.1. La terrasse de Sainte Agathe..... 553
4.1.2. La terrasse des Faugerons..... 554
4.1.3. La basse terrasse..... 554
4.2. Datation des terrasses de la Loire..... 555
5. L'enseignement des chronostratigraphies régionales proches..... 558

5.1. L'environnement rhodanien 558
5.1.1. Des crises froides multiples 558
5.1.2. Une sécheresse croissante 559
5.1.3. Des interglaciaires brefs 559
5.2. Le domaine auvergnat 561
5.2.1. Le Würm et le TArdiglaciaire 561
5.2.2. Les crises pré-würmiennes 564
5.2.3. Conclusion au domaine auvergnat 566
5.3. L'enseignement du Velay 567
5.3.1. Le pleistocène supérieur et l'Holocène 567
5.3.2. Le pleistocène inférieur et moyen 569
5.3.3. Les observations nouvelles 569
5.3.4. Plusieurs refroidissements de rang glaciaire en Velay 571

Chapitre 17. Vers une stratigraphie régionale 573
1. La stratigraphie des dépôts de pente périglaciaires 574
1.1. La coupe des CHampas 574
1.2. La coupe du Pyfara 577
1.2.1. Description de la coupe 577
1.2.2. Interprétation de la coupe 579
1.3. La coupe du Collet de Doizieu 579
1.4. La coupe du Col du Béal 581
1.5. La coupe de Gimel 581
1.6. La coupe de Chorsin 587
1.7. Des séquences identiques 589
1.8. Conclusion 591
2. Les corrélations glaciaire-périglaciaire 591
2.1. Les observations 591
2.1.1. Les observations à Chorsin 591
2.1.2. La coupe des Planches 592
2.1.3. La coupe du Sagnasson 594
2.2. Discussion générale des corrélations 595
2.2.1. Le problème des deux maximas 595
2.2.2. Le problème des moraines externes 596
3. Les corrélations avec les nappes alluviales 597
3.1. Les jalons tirés de l'étude de quelques coupes 597
3.1.1. Le cône de Riotord 597
3.1.2. La coupe de la Terrasse sur Dorlay 599
3.1.3. Les observations en Forez 599
3.2. Le problème général des corrélations 600
4. Conclusion au problème des corrélations 602

Chapitre 18. Propositions pour une chronologie 605
1. Etagement et chronologie 605
1.1. La crise glaciaire du GOURD DES AILHERES 605
1.1.1. Les caractères de l'englacement 605
1.1.2. La nivation 605
1.1.3. La ligne des neiges permanentes 607
1.1.4. La dynamique périglaciaire 607
1.2. Les épisodes périglaciaires tardifs 610
1.2.1. Le Forez 610
1.2.2. Le Pilat 612
1.2.3. Le problème de la gélifraction 612
1.3. L'épisode de CHAMPAS 2 613
1.3.1. L'englacement 613
1.3.2. La dynamique périglaciaire 615

1.4. L'épisode de CHAMPAS 1 616
1.4.1. L'englacement 616
1.4.2. La dynamique périglaciaire 616
1.4.3. La dynamique éolienne 617
1.5. La glaciation du LACHET 619
1.5.1. L'englacement 619
1.5.2. Les phénomènes périglaciaires 620
2. Les corrélations extra-régionales et les datations 621
2.1. Les jalons chronologiques 621
2.1.1. Le sondage du Gourd des Ailhères 621
2.1.2. La déglaciation du Forez 625
2.1.3. L'âge de la glaciation du LACHET 625
2.2. Les hypothèses chronostratigraphiques 626
2.2.1. L'hypothèse n°1 626
2.2.2. L'hypothèse n°2 628
3. Conclusions chronologiques et dynamiques 632

CONCLUSION GENERALE: DE L'HERITAGE PERIGLACIAIRE AU MILIEU NATUREL ACTUEL 635
1. Un modèle d'étagement des héritages froids en moyenne montagne cristalline 635
2. Deux réponses différentes des granitoïdes à la gélifraction 636
3. La dynamique de l'arène en milieu périglaciaire est avant tout conditionnée par sa teneur en eau 638
4. Le bilan dénudation-gélifraction régit la dynamique du versant 639
5. Des crises froides multiples à l'efficacité de plus en plus reduite 641
6. Héritage et milieu actuel 643

BIBLIOGRAPHIE 649
TABLE DES FIGURES 663
TABLE DES TABLEAUX 669
TABLE DES MATIERES 671

LEGENDE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.

1. Le couloir du Lignon et le Signal de Morière: les ... soulignent la position des lames des granites de Chalmazel et porphyroïde.

2. Le signal de Morière vu de l'alvéole de Chalmazel. Noter la dissymétrie du crêt.

3. Fauchage des diaclases au démarrage d'une arène à blocs. (Noirétable).

4. La "patinette" entre arène à blocs et arène fauchée. Noter les stries sur l'argile dues au déplacement de l'arène à blocs.

5 Feuilletage du granite par le gel, obliquement à la diaclasation.

6. Arène fauchée: lit grossier, lit argileux blanc (diaclase) et lit limoneux rouille superposés.

7. Moraine de Chorsin et cirque.

8. Moraine de la Morte (Les Champas).

9. Chirat: blocs remaniés en surface.

10. Bourrage des fines dans les diaclases et effet de la gélifraction.

11. Chirat: disposition des blocs verticaux attestant le fluage en masse.

12. Cryoturbations dans le cône de Riotord.

13. Roche striée dans la vallée de Chorsin.

14. Etage glacio-nival: niche de nivation.

15. Cirque de névé avec "moraine" de névé.

16. Etage glaciaire: Tors et guirlandes de pierres à la Chapelle.

17. Terrasse de gélifluxion. (Hautes Chaumes du Forez).

18. Amenuisement des blocs en profondeur dans l'éboulis.

19. Gélifluxion et compaction (niveau C.) à Marlioux. Noter l'envahissement complet de la lame par les silts et l'écrasement de nombreux argillanes par les phases postérieures.

20. La patinette à Gimel: opposition entre le lit argileux issu de la diaclase et le recouvrement silteux aux argillanes déformés.

21. Gélifluxion, niveau B. Les boulettes gélifluidales sont constituées de coiffes autour des grains. Début de compaction par les silts localement, (à droite notamment).

22. Gélifluxion et compaction, niveau C. Noter la différence spectaculaire avec la photo précédente (Gimel).

1

3

2

4

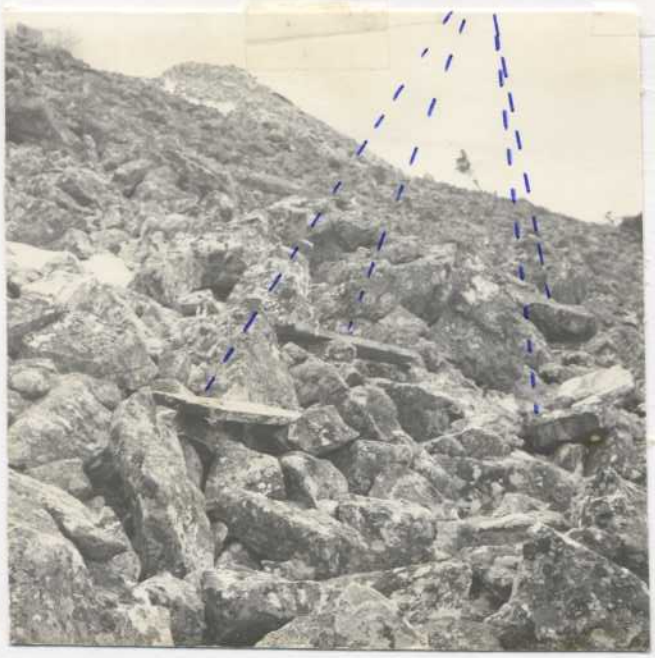
5

6

7 10

8 11

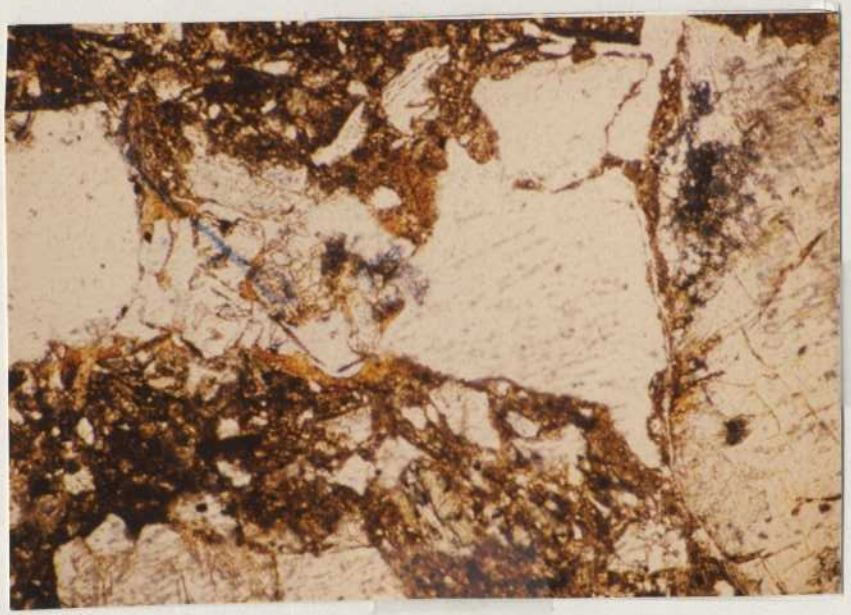
9 12



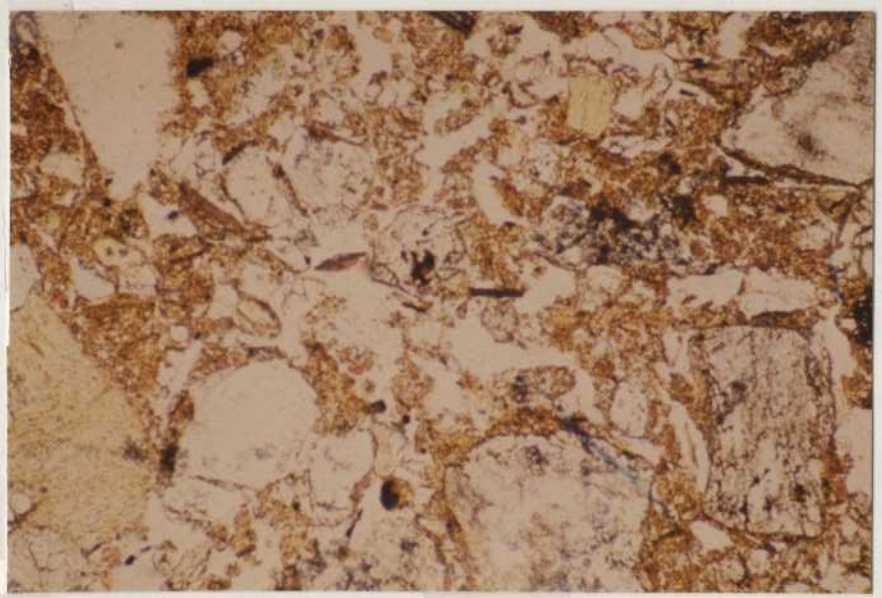
13 14

18 15

16 17

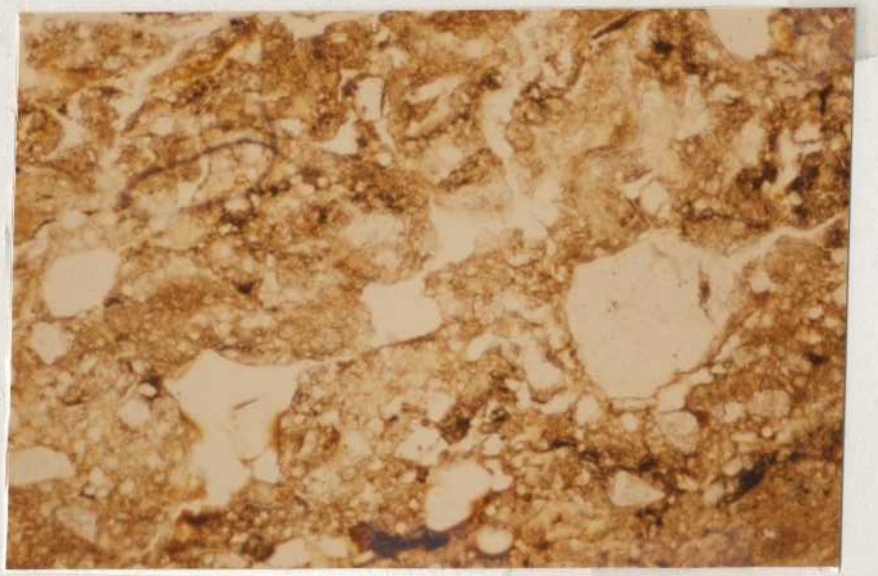


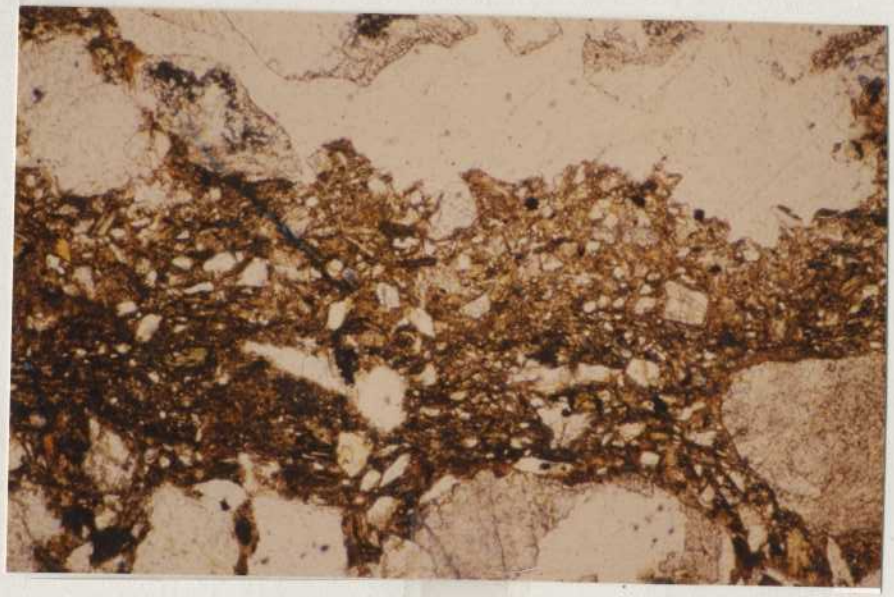
19



21

20





22