

Les chirats de la bordure orientale du Massif Central Français:un paysage marqué par la macro-gélifraction des socles

Bernard Etlicher

▶ **To cite this version:**

Bernard Etlicher. Les chirats de la bordure orientale du Massif Central Français:un paysage marqué par la macro-gélifraction des socles. 2004. ujm-00125973

HAL Id: ujm-00125973
https://ujm.hal.science/ujm-00125973

Submitted on 23 Jan 2007

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.

Les chirats de la bordure orientale du Massif Central français : paysage de macrogélifraction dans les socles.

Bernard ETLICHER*

Crenam UMR CNRS 5600, Université Jean Monnet Saint Etienne

« les pirres s'en vant toujours au chiré »

(Proverbe lyonnais)

Résumé

Les chirats sont des tabliers de blocs qui recouvrent les versants sur la bordure orientale du Massif Central français. Ces champs de blocs grossiers à structure openwork, peuvent recouvrir en altitude jusqu'à 80% des surfaces avec des épaisseurs très variables. Leur origine résulte à la fois d'une réponse particulière de la pétrographie au gel, produisant une poudre fine, essentiellement quartzeuse, qui favorise la macrogélifraction et aussi de conditions paléoenvironnementales précises, une position proche de la ligne des neiges permanentes, mais dans un contexte régional d'enneigement modéré lors des périodes glaciaires. L'étalement des blocs sur le versant résulte du fluage du pergélisol qui les cimente, donnant des formes intermédiaires entre les glaciers rocheux et les éboulis.

Introduction.

Les chirats (ou chiras selon Littré) sont des accumulations de blocs de grande étendue sur les versants : formant en général des clairières dans la forêt, ils constituent dans le massif du Pilat et la bordure vivaroise un paysage original, suffisamment spécifique pour avoir frappé les imaginations populaires et les premiers naturalistes. Leur abondance sur un espace réduit donne à ces massifs une forte personnalité. Dans l'ensemble du Massif Central français, l'aire des chirats s'étend jusqu'en Ardèche, vallée du Doux et de l'Eyrieux comprises. En revanche, leur extension ne se prolonge pas beaucoup plus loin au Sud, dans les Cévennes proprement dites même si, ponctuellement, quelques unités peuvent s'observer jusqu'à la latitude de Vals les Bains (fig.1). C'est donc sur une distance de 120 km environ que la bordure orientale du Massif Central est marquée par ces formations. En revanche, ils sont rares du Tanargue à l'Aigoual et au Haut Languedoc, et totalement absents plus au nord, dans les Monts du Lyonnais et le Beaujolais.

Pendant longtemps, leur origine parut énigmatique, les explications les plus extravagantes ayant été soutenues. Même un ingénieur des Mines comme Grüner évoque, au milieu du XIXe siècle, l'effet d'une « commotion intérieure » (séisme ?), ou l'effet du choc d'un

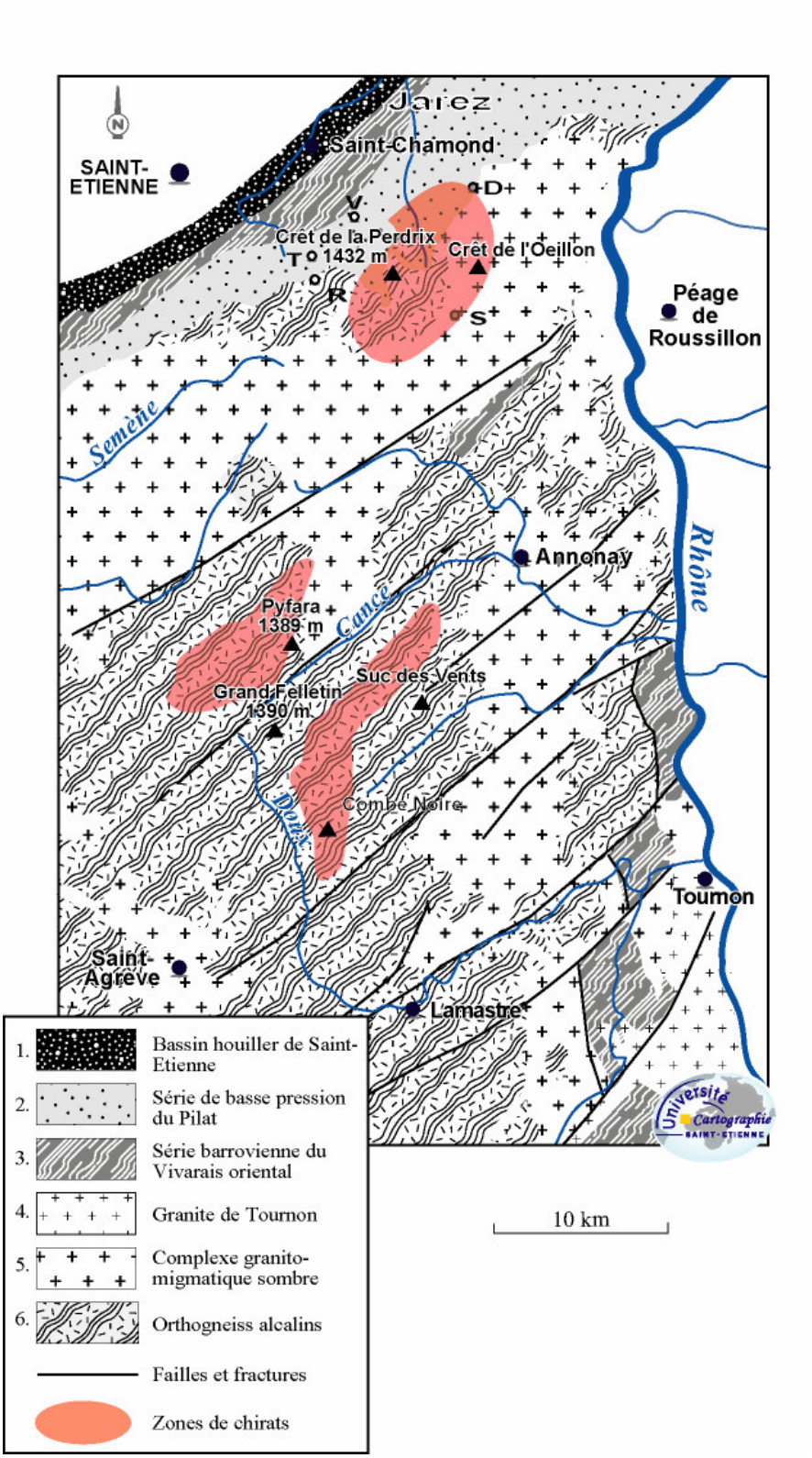


Fig.1 - Géologie de la bordure orientale.

R= La république, V= La Valla en Gier, T= Tarentaise, D= Doizieu, S = Saint Sabin, Z=Coupe décrite entre Doizieu à Pavezin.

bolide comme responsable de l'écroulement de pics (Grüner, 1857). Plus près de nous, Milon, parle de glacis couverts de blocs anguleux, ou de cascades de blocs figées, et en attribue le rôle principal à la gélifluxion. (Milon, 1935). Tous ces travaux pionniers évoquent quelque cataclysme faisant toujours appel à des phénomènes brutaux et catastrophiques tant l'étendue de ces formations est importante et inhabituelle dans les paysages du Massif Central.
Pour naïves qu'elles soient, ces observations n'en conduisent pas moins à poser le problème de la spécificité de ces formations dans cette seule région même si, à tort, Milon évoque leur présence à Pierre sur Haute (Monts du Forez). Pourquoi ces formations sont elles aussi nombreuses dans ce secteur, au point de couvrir parfois plus de 50% des surfaces, et pourquoi sont elles inexistantes dans les autres massifs ? L'analyse de ces amas permet de s'interroger sur les processus de macro gélifraction et de micro gélifraction à l'œuvre lors des phases climatiques froides.
Trois explications doivent être envisagées et le seront ci après :

- Un système de pentes plus accentué de cette bordure ;
- Un matériel pétrographique ayant pour des raisons soit structurales soit pétrographique un comportement original au gel ;
- Des conditions paléo environnementales différentes du reste du Massif Central, ayant permis aux agents météoriques de s'exprimer différemment.

Avant cette analyse, il convient de définir les chirats au sein des multiples formations de clapiers existant sous toutes les latitudes et d'en préciser les spécificités.

1 - Les observations de terrain.

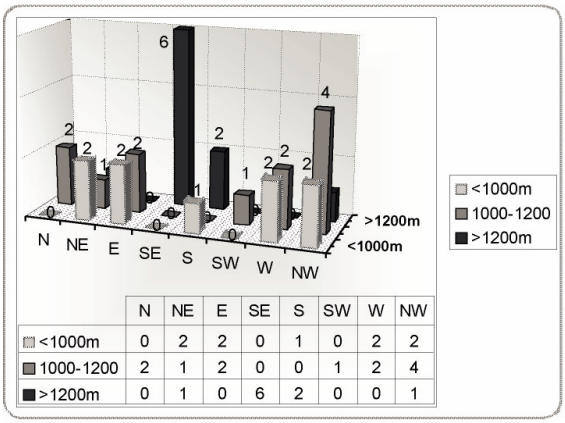
Altitude et orientation.

Un inventaire complet de tous les chirats des massifs de la bordure vivaroise au Nord du Doux a été mené par photo-interprétation (Etlicher, 1977). Encore convient-il de préciser ce que recouvre ce dénombrement : il s'agit d'unités de dimension respectable formant clairière dans la forêt, ce qui suppose une taille minimale pour être décelable sur les photographies aériennes au 25 000^{e} et une épaisseur suffisante pour que l'enracinement des arbres soit impossible. 51 chirats ont été ainsi dénombrés lors de l'inventaire en 1976, qui se répartissent en deux lots distincts.

- un premier fort de 33 unités, centré sur le massif du Pilat au Sud du Jarez;
- un second plus réduit en nombre, de 18 unités mais plus étendu, et où se trouvent les plus vastes tabliers de blocs, dans les secteurs du des vallées de la Cance et du Doux, notamment sur les massifs du Grand Felletin, du Suc des Vents, de Combe Noire.

Les deux lots présentent des caractéristiques suffisamment voisines pour que leur étude puisse être menée globalement.
Plus au Sud, d'autres chirats se dispersent sur plusieurs sommets de la Cévenne ardéchoise, mais l'extension des recouvrements volcaniques (Mézenc, Coiron, systèmes de la Basse Ardèche) induit une forte dispersion de leur occurrence.
Les chirats sont des formations d'altitude moyenne : la limite inférieure de leur développement est de 800 mètres environ; la seule exception concerne le flanc nord du plus septentrional des massifs au-dessus du Jarez (Vallée du Gier), où l'on observe une ou deux unités à plus basse altitude (700 à 750 m) dans un milieu particulièrement rigoureux, tant pendant les périodes glaciaires -des formes de cirque et du matériel ayant toutes les caractéristiques d'une moraine de fond de cirque ont été observées à 1000 m d'altitude seulement sur la commune de Saint Etienne sur une paroi en forte pente exposée plein nord- que de nos jours, comme en témoignent les limites biogéographiques « anormalement » basses dans le contexte régional où les enregistrements des rares stations météorologiques du

secteur, La Valla en Gier et Tarentaise. Le graphique 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. Elle s'élève notablement dans la partie ardéchoise.
Les chirats se répartissent en nombre à peu près égal dans les trois tranches d'altitude, de 800 à 1000 mètres, 1000 à 1200 et au—dessus de 1200 mètres (fig. 2). Cependant, en valeur corrigée de la surface, à chacune des altitudes concernées, on peut conclure à une forte augmentation de leur étendue relative avec l'altitude.
La répartition des orientations est différente selon la tranche altitudinale : alors qu'aux altitudes inférieures, les orientations d'ubac l'emportent (Nord et Ouest), au-dessus de 1200 m les orientations au Sud et Sud Est deviennent dominantes.



	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
<1000m	0	2	2	0	1	0	2	2
1000-1200	2	1	2	0	0	1	2	4
>1200m	0	1	0	6	2	0	0	1

Fig.2 - Répartition altitudinale et orientation d'un lot de 32 chirats dans le massif du Pilat.

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 des éléments d'explication, car l'ensoleillement est réduit tant par l'effet de masque du relief que l'obliquité du rayonnement. 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 devient le facteur essentiel (Etlicher, 1986).

L'amont

Classiquement, les éboulis prennent naissance en contrebas d'une corniche. Ici, l'association corniche sommitale chirat en contrebas est tout à fait exceptionnelle et ne se trouve que pour les chirats d'extension réduite; le plus souvent d'ailleurs c'est de tors plus que de corniches qu'il faut parler. Dans la majorité des cas, comme l'avait remarqué Grüner (1857), les chirats naissent immédiatement sur la crête, sur une pente faible et se développent tout au long de la convexité sommitale, en éventail autour d'une croupe (fig.3).
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 une traînée de blocs parallèle aux courbes de niveau qui jalonne l'emplacement d'une corniche totalement ensevelie sous ses propres débris.



Fig.3 – L'amont d'un chirat.
Sur le sommet apparaissent des amoncellements de blocs sur la convexité sommitale. Pas d'organisation, visible, les blocs sont entassés en tous sens. On notera l'absence de corniche ici. Massif des Trois Dents (1350 m). Sous la mer de nuage, la vallée du Rhône au pied des Alpes. (Cl . B.E. janv. 1984)

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.
Tout au long 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 dans les anatexites; 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.

L'aval et les bordures.

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 sur quelques têtes de vallon dans le secteur de l'Oeillon et du Grand Felletin : 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.
Les chirats nappent les versants à la place des formations banales de recouvrement aux moyennes altitudes, présentes partout ailleurs dans le Massif Central quel que soit le nom sous lesquels les auteurs les ont désignées, convois limoneux à blocs (Valadas, 1984) ou arènes remaniées à blocs (Etlicher, 1986).
Mais les chirats se substituent-ils à ces formations, représentant alors leur équivalent dans un contexte pétrographique ou paléo environnemental particulier ?
Où viennent – ils en recouvrement de ces formations traduisant un événement particulier dans l'histoire de ces massifs ?
Le massif du Pilat présente la chance d'offrir des coupes nombreuses, ouvertes dans les années 90 sur de longues distances, à la suite des besoins de l'exploitation forestière ou du développement des activités de loisirs. L'examen de ces coupes confirme les conclusions

difficilement établies au vu des rares coupes disponibles en 1976 dans un travail antérieur. (Etlicher 1986).
Un talus le long d'une route forestière offre sur 3 km , du Collet de Doizieu à Pavezin, une coupe continue (Z fig.1) qui recoupe, dans la sapinière, le versant d'arènes remaniées et le chirat Rochat.

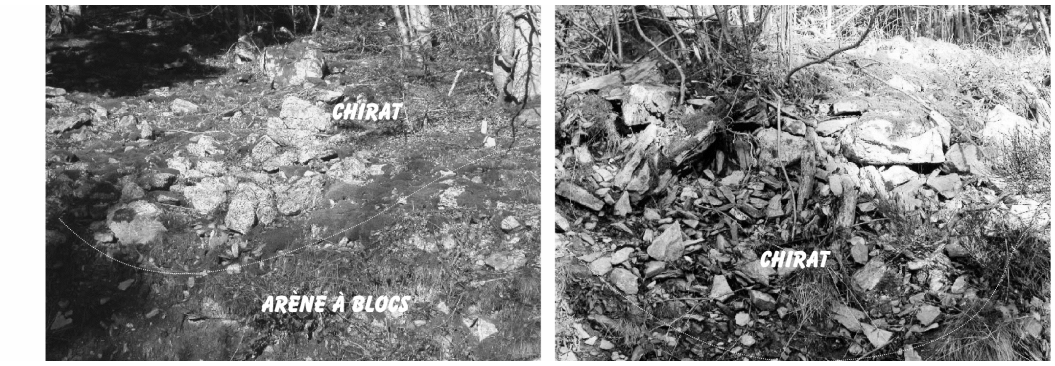


Fig. 4 - Recouvrement pelliculaire de cailloux à la surface de l'arène à blocs.
Ce recouvrement se distingue nettement des cailloux de l'arène remaniée par le faciès , la forme, la concentration. A droite, l'épaisseur atteint 80 cm, on distingue nettement la structure openwork qui s'amorce, les festons et les blocs redressés verticalement. La végétalisation est encore possible malgré l'importance des vides à l'intérieur du nappage. Chirat Rochat, Collet de Doizieu, 1050 m, (cl. B.E., déc 2003).

Le faciès est des plus classiques au départ: l'arène remaniée est bien reconnaissable à la position des blocs à plat, parallèlement à la pente. Les faciès des blocs correspondent aux affleurements locaux ; quelques centaines de mètres plus loin, des cailloux de gneiss sont visibles en surface. En quelques mètres, la concentration s'accroît et un pavage de blocs et cailloux en recouvrement se développe sur l'arène remaniée (fig.4). Epais de quelques décimètres seulement, il se caractérise par la nature des blocs, issus de l'amont du versant, leur disposition sur la tranche avec de nombreuses figures de cryoturbation et de nombreux blocs verticaux, la structure open work, la matrice silteuse pulvérulente totalement dépourvue d'argile, la couleur blanche contrastant avec l'ocre de la formation à blocs. Les vides sont d'autre part nombreux. Le contact avec l'arène à blocs et franc et ravinant.
Plus loin encore, la formation supérieure s'épaissit devient véritablement chirat. Trop épaisse, l'enracinement des arbres devient impossible, une clairière s'ouvre et le champ de blocs openwork apparaît sous son faciès classique. Le chirat se développe sur une épaisseur de plusieurs mètres. Dans le même temps, la structuration de la formation s'organise, des bourrelets apparaissent et les blocs sur la tranche deviennent plus nombreux. Le granoclassement vertical se manifeste aussi.

Les blocs comblent des ravins plus ou moins profonds le passage latéral à l'arène à blocs est brutal: changement de teinte (oxydation), enrichissement en sable et argile de la matrice, disposition à plat, densité et taille des blocs. Le clapier s'amincit vers les bords du ravinement, ne laissant sur les marges qu'une mince pellicule de blocs (fig.5).



Fig. 5 - Contact chirat arène à blocs. Chirat Rochat.

On observe clairement le chirat ravinant l'arène à blocs. L'arène à blocs riche en matrice aux cailloux disposés à plat est recouverte par la nappe du chirat. Le recouvrement très important à gauche devient pelliculaire au centre et dessine une poche à droite de la photo. Chirat, Rochat, Collet de Doizieux, 1050m (cl. B.E., déc 2003)



Fig.6 - Granoclassement vertical des blocs d'un chirat.
Le chirat de Combernaud, La Valla en Gier, alt 720m, (cl. B.E., mai 1977)

Là où il est le plus épais, le chirat montre un enrichissement sensible et progressif en fines dès la profondeur de deux ou trois mètres. Mais contrairement à la matrice de l'arène à blocs, ces fines se composent essentiellement de sables fins 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'homogénéité de la taille des blocs en profondeur est très remarquable et s'oppose à l'hétérogénéité de cette même taille en surface. (fig.6) A la base du chirat, on observe couramment un émoussé de friction des blocs les uns contre les autres rappelant certains émoussés morainiques.

Tous ces signes traduisent l'existence de tensions et de poussées à l'intérieur du chirat qui se comporte comme une masse cohérente mue par la poussée de l'amont.
Ces observations conduisent à rapprocher les chirats des formations phonolitiques du Velay décrites par Bout (1953) puis Valadas (1977 et 1984). Force est de constater qu'il existe une dynamique assez voisine entre ces deux types, même si la géométrie et la forme générale de ces formations est quelque peu différente.

2 - L'alimentation en blocs et leur migration.

L'étalement des blocs suppose la coopération de plusieurs processus, successifs :

- la fourniture des blocs qui relève de la gélifraction et dont les modalités seront analysées plus loin,
- l'étalement des blocs sur le versant. Ces derniers, pour l'essentiel relèvent du mouvement de masse à l'exception de la partie amont et des blocs en position les plus superficiels.

L'extension considérable des tabliers de blocs, souvent sur plusieurs centaines de mètres, voire plus d'un kilomètre dans le cas des grands chirats (Grand Chirat, Chirat de St Sabin, Chirat Rochat, de St Sabin, Chirat Blanc etc.) suppose le fonctionnement de processus permettant la migration des blocs sur des distances non négligeables. Parmi ceux-ci, deux méritent quelques développements suggérés par les observations de terrain.
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 l'hiver sur les chirats les plus élevés. Ces blocs libres connaissent encore des déplacements actuels, certes limités. Les plus petits se déplacent sous l'action des promeneurs et des troupeaux, les plus gros, 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 se calant les uns sur les autres, ils donnent au chirat son profil irrégulier si caractéristique. 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 de transport prennent le relais. 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 de 37°, est beaucoup plus forte que celle du chirat qui n'est que de 23° (fig.7). Ces déblais sont pourtant en équilibre, le déplacement des pierres est facilement repérable grâce à l'absence de lichens. La pente des chirat est certes variable, à la fois entre l'amont et l'aval et d'un individu à l'autre, mais dans une fourchette de valeurs bien claire. La médiane des mesures se situe entre 17 et 20° selon les massifs, les valeurs extrêmes observées étant une dizaine de degrés et 27°. Il est donc exclu de faire de la gravité seule, le processus prépondérant de l'étalement des blocs.



Fig. 7 - Le Chirat de l'Oeillon, 1390 m .
Noter la différence de pente entre le déblais de gravité et le chirat. (Cl. B.E., oct 1974)



Fig 8. - Disposition des blocs en surface du chirat .
Noter les blocs redressés nombreux en surface et la structure openwork. Chirat desTrois dents, (cl B.E., juin 1972).

En profondeur, la disposition est autre; les blocs ne sont pas libres mais encastrés les uns dans les autres. Leur grand axe est orienté perpendiculairement au sens de la pente, 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 ils le sont à la surface, ils s'enfoncent verticalement dans la masse du chirat. Cette disposition est d'autant plus nette que les bourrelets sont plus marqués.
La présence de bourrelets, l'encastrement des blocs, leur direction, sont incompatibles avec un processus de gélifluxion où des fines formeraient un liant comme sur les versants d'arènes remaniées. Ces signes traduisent l'existence de poussées dans la masse du chirat qui se comporte comme une masse cohérente dynamisée par ses pressions internes. Un déplacement libre des blocs est totalement exclu.

Deux dynamiques

Deux mécanismes conduisent donc au développement des chirats :

Une dynamique de fluage en masse 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 voire l'écrasement de certains blocs.

Une dynamique de surface où les blocs sont individuellement déséquilibrés par les tassements profonds et accessoirement par les phénomènes de cryergie qui les retournent : ils descendent dans les creux sous l'effet de la gravité, ou ils s'accumulent en bourrelets à l'aval

des plaques de neige glacée: l'importance actuelle de cette dynamique reste toutefois à mesurer, les chirats n'ayant pas fait l'objet d'un suivi des déplacements actuels avec des méthodes de positionnement modernes.
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; associée 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. 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.
L'exemple de Saint Sabin (fig.9) 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 de St Sabin du bourg de Véranne au pied du versant, se succèdent diverses dynamiques en fonction des conditions locales de pente et d'épaisseur de l'éboulis.

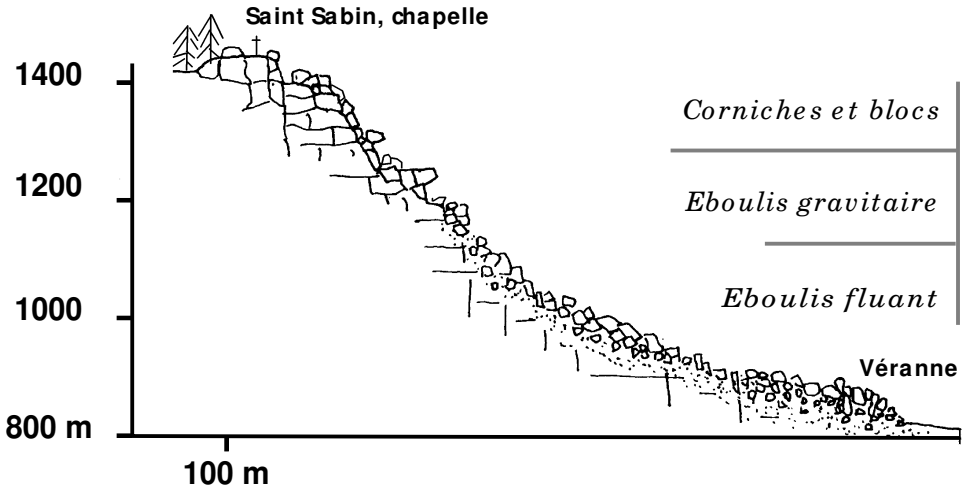


Fig. 9 – Les dynamiques d'un chirat complexe : St Sabin.

Eboulis ou glaciers rocheux ?

Les observations qui précèdent permettent sans équivoque de distinguer le chirat de l'arène remaniée à blocs. Beaucoup d'observations rapprochent en revanche les chirats des éboulis ou des glaciers rocheux. Les convergences sont fortes avec les clapiers phonolithiques de Haute Loire. Bout (1953) propose une dynamique tout à fait analogue pour leur mise en place. C'est également à une dynamique voisine que songe Valadas (1977 et 1984) lorsqu'il évoque les rivières de pierres du Velay oriental.
La question se pose donc de savoir si, comme ils l'ont fait, il ne faut pas, à propos des chirats, parler de glaciers rocheux.

Tous les auteurs ayant défini les glaciers rocheux (Barsh, 1996 ; Evin, 1987) dans les divers milieux insistent non seulement sur la présence d'une formation mais aussi d'une forme caractéristique propre au glacier rocheux où la langue de blocs est canalisée dans l'axe du talweg avec un front raide et des bourrelets convexes de plusieurs dizaines de mètres de haut. Sauf dans le cas de quelques vallons, le chirat n'a pas de forme propre, mais il nappe et régularise le versant grâce à de grandes variations d'épaisseur comblant les talwegs, devenant pelliculaire au passage de chicots rocheux épargnés (fig.10). Ces arguments plaident pour ne pas retenir ce terme car si la dynamique est comparable, la forme n'est pas exprimée . Pour autant le terme d'éboulis prête tout autant à discussion : contrairement aux formations classiques d'éboulis, décrites notamment par Francou, (1988 ; 1989)- il n'est pas non plus un éboulis qui se construit et s'épaissit vers l'aval progressivement. Les mouvements individuels sont limités à la surface (Etlicher, 1986), et on ne retrouve pas les dynamiques de type coulées sèches ou laves torrentielles dont l'importance a été bien mise en évidence par les auteurs ayant travaillé sur ces dépôts (Francou, 1989 ; Van Steijn et *al.*, 1995, Hétu et *al*., 1995). La raison principale en est le caractère grossier du matériel, et surtout l'absence de matériel de taille intermédiaire entre des blocs métriques d'une part, les limons et sablons d'autre part. D'ailleurs, la pente moyenne des chirats est à la limite inférieure des éboulis étudiés par Francou (1988), 20 à 40° avec un mode de 32°; elle est nettement plus proche de celle des exemples de glaciers rocheux artificiels formés sur des déblais miniers grossiers en milieu de pergélisol en Sibérie au bout de quelques années (15-20°) cités par le même auteur. Sables et gravillons sont complètement absents tant en surface, à cause du caractère openwork de la formation qu'en profondeur. Dans ces conditions, le fluage en masse est la seule dynamique possible, même si un effet de crible et d'amenuisement vers l'aval a pu être mesuré. Le terme le moins mauvais semble celui d'éboulis fluant qui souligne les deux dynamiques à défaut de proposer le terme local pour désigner ce type de tabliers de blocs.

Même si l'évolution n'a pas été suffisamment poussée -probablement parce que la fourniture en matériaux était insuffisante- pour que l'appellation de glacier rocheux puisse être admise, force est de constater qu'il existe des processus de fonctionnement comparables entre ces deux types de formations encore que dans les secteurs de chirat pelliculaire, l'interrogation demeure sur la nature du processus susceptible de tartiner le versant d'une mince couche (30 cm parfois) de cailloux et de blocs en surface.



Fig 10 - Le grand chirat à proximité du saut du Gier.
Partiellement végétalisé, là où le recouvrement est le plus mince, il couvre tout le versant, se développe depuis le sommet, ensevelit partiellement les pinacles des niveaux de gneiss leptyniques au bas du versant. (La Valla en Gier, alt 1220m, cl B.E., déc 2003.)

La vitesse possible du déplacement pose également question. Il est connu depuis longtemps que la vitesse de déplacement des glaciers rocheux croît avec l'épaisseur et la teneur en glace interne. Or même en supposant un pergélisol « chaud », donc avec de l'eau liquide interstitielle facilitant le fluage, la faible teneur en fines, la minceur du dépôt ne sont pas des éléments favorables à un déplacement rapide. Malgré cela, les plus longs des chirats atteignent 2 km.

3 - La macrogélifraction et ses causes.

Le débat sur les causes du développement de ces tabliers de blocs dans cette partie du Massif Central s'est largement cristallisé autour du comportement particulier des roches locales qui, si elles sont en effet originales, présentent néanmoins un caractère de rareté tout relatif.

Un responsable : le gneiss oeillé ?

La littérature classique, Grüner (1857), Milon (1935), lie l'existence des chirats au gneiss oeillé (fig.11) . Cette affirmation mérite d'être nuancée en raison de la grande variété et de la complexité de la couverture métamorphique, dont l'interprétation a fait l'objet de nombreuses réévaluations (Duthou *et al.*, 1998 : Briand *et al*., 2002).

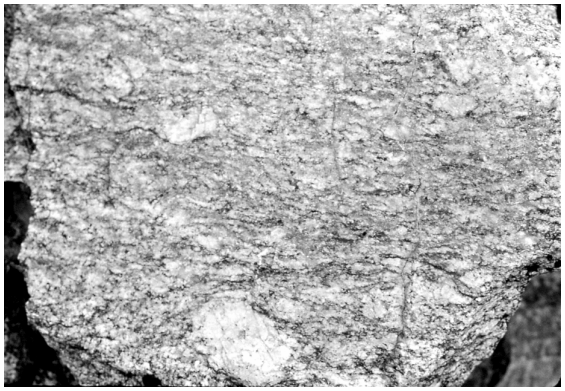


Fig. 11 - Type de gneiss leptynique. ***(Chirat de Combernaud.)***

L'ensemble de la zone considérée fait partie d'un massif vivarois, dont le cœur est constitué de granites à « tablettes d'orthoses » entouré d'un complexe de migmatites sombres d'âge ante-viséen et donc antérieur au dôme Carbonifère du Velay auquel il avait été souvent intégré dans les travaux antérieurs. En recouvrement, une couverture métamorphique dite claire comporte des séries de gneiss, de leptynites et d'anatexites dans lesquelles se développent les chirats.
Ces couvertures sont limitées dans leur extension au Nord par l'accident tectonique « majeur » de Planfoy à Condrieu qui sépare cet ensemble de la série métamorphique de basse pression dite « du Pilat » mais qui, structuralement, est à rattacher aux Monts du Lyonnais (fig.1). Cette dernière comporte peu de chirats, exclusivement dans les micaschistes et en fond de vallon.
Ces anatexites et gneiss clairs ont une grande hétérogénéité d'aspect, ils se présentent sous la forme de roches où les lits micacés dessinent l'orientation minérale en se moulant sur les yeux d'orthoses. Cette structure, générale dans les gneiss, n'apparaît que de manière ponctuelle dans les anatexites, où seules les parties de la roche les moins homogénéisées, -le mélanosome- montrent cette disposition. Cette variété de structure, de granularité de la roche, d'orientation, cache une assez grande homogénéité de composition chimique. La faiblesse en fer (FeO comme Fe2 O3) et la richesse en silice apparaissent nettement sur le tableau chimique (fig.12.)

	Substrat: granite vivarais	**Couverture: faciès gneissique**	**Couverture : faciès anatexite**
SiO_2	66-68.7	73.6	77
Al_2O_3	16.2-16.7	13.9	12.4
Fe_2O_3	0.3-1.16	0.5	0.73
FeO	1.8-3.8	1.3	0.93
MnO	0.05-0.1	0.1	0
MgO	0.6-1.1	0.4	0.22
CaO	0.8-2.2	0.6	0.6
Na_2O	2.6-3.9	3.5	2.8
K_2O	3.8-4.7	5	4.1
Ti_2O	0.5-0.7	0.05	0.17
P_2O_5	0.01-0.3	0.1	0.08

Fig. 12 – Composition chimique (%) des Couvertures métamorphiques du Vivarais. ***(Etlicher, 1986, d'après divers auteurs).***

La répartition des chirats en fonction du faciès pétrographique a fait l'objet d'une analyse en 1976 dont les résultats sont donnés sur le tableau (fig.13).

Pétrographie	**Ensemble structural** (*D'après Briand et al., 2002*)	**Secteur Nord**	**Secteur Sud**	**Total**
Micaschistes	Série du Pilat	6	0	**6**
Gneiss leptynique	Couverture claire	11	8	**19**
Anatexites claires	Couverture claire	13	7	**20**
Granites à deux micas	Substratum Vivarais	1	0	**1**
Granite de couverture	Migmatites sombres	1	2	**3**
Granite sombre	Migmatites sombres	1	1	**2**

Fig. 13 - Pétrographie des chirats (*d'après Etlicher, 1977*)

Les faciès clairs sont les plus représentés et, dans ce lot, les faciès structuralement 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, curieusement, dans les faciès les plus hétérogènes et les plus sombres. La minéralogie n'entre peut-être pas seule en ligne de compte et la structure de la roche a une place importante.
Ces remarques justifient un approfondissement du comportement au gel de ces roches par des tests de gélivité.

Les expériences de gélivation et leurs enseignements.

Plusieurs essais de gélivation réalisés tant sur des blocs sains que sur des arènes dérivées de ces matériaux permettent d'en éclairer le comportement.

Les essais sur les blocs.

Les essais sur les blocs ont été réalisés au laboratoire rhodanien de géomorphologie à Lyon. Ils ont fait l'objet d'un compte rendu détaillé (Etlicher, 1986 ; Etlicher, Mandier 1987), aussi, seul un résumé succinct des résultats sera fourni ici.

La caractérisation des échantillons a été faite par l'analyse des lames minces et des mesures de perméabilité et de porosité. Ce dernier paramètre, le plus utile, a été mesuré par injection de mercure sous pression jusqu'à 1500 HPa. Les courbes porosimétriques montrent clairement un réseau poreux extrêmement fin dont l'interprétation géométrique reste difficile à conduire ; sans entrer dans le débat sur la pertinence de la distinction entre porosité de fissure ou porosité de « vacuoles » pour ce type d'échantillon à porosité très fine (Lageat, 1981), il faut souligner que la porosité piégée apparaît nulle et que l'essentiel du réseau se situe en-dessous de 5000 Å, voire pour certains échantillons de 2000 Å, suggérant l'existence d'un réseau de fissures (cracks) extrêmement fin. (fig. 14) Les lames minces confirment d'ailleurs que ce réseau traverse les différentes espèces minérales, mais particulièrement les quartz et qu'il ne coïncide pas avec les joints entre minéraux.

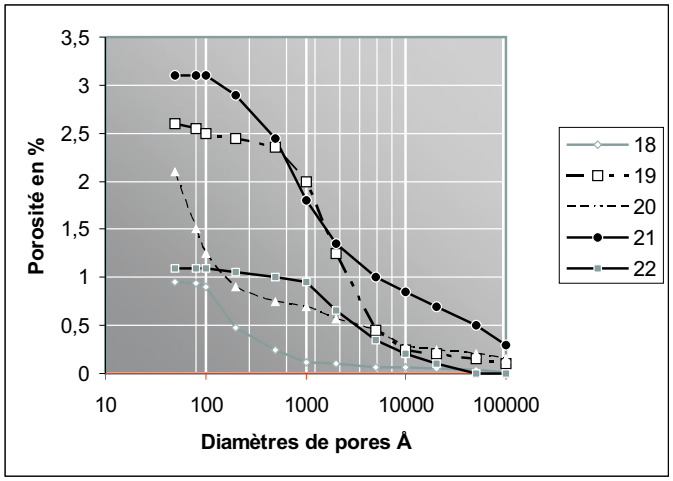


Fig. 14 - Porosité des échantillons testés au gel.

Globalement, cette porosité faible et surtout très fine est donc difficilement accessible à l'eau dans les conditions de terrain. Seule l'ascension capillaire dans un bloc dont la base est saturée d'eau peut permettre le remplissage de tels pores, ce qui n'est évidemment possible que dans le cas de blocs partiellement noyés dans une couche active estivale gorgée d'eau. Encore les études récentes montrent elles (Hall, 1986 ; 1997) que dans ces conditions, l'assèchement des blocs par les parois peut être rapide jusqu'à une certaine distance des faces, surtout en cas de vent.

Echantillons	Debris g/kg	Fines <50µ	Part des fines
11	145	1.04	0.7
12	19	0.35	1.8
13	174	0.6	0.34
14	25.7	0.36	1.4
15	1.7	0.22	12.9
16	1.2	0.23	19.1
17	**2.4**	**1.17**	**48.5**
18	**1.7**	**0.7**	**41.1**
19	**1.86**	**0.68**	**36.5**
20	**2.64**	**0.8**	**30.3**
21	**6.1**	**0.85**	**13.9**
22	**1.97**	**1.24**	**62.9**
23	49	1.8	3.6
30	256	3.27	1.27
31	1000	14.95	1.49
32	232	4.28	1.84
33	729	6.02	0.82
34	23	0.9	3.91

Fig. 15 - Production de débris et part des fines après 400 cycles de gel (*D'après Etlicher et Mandier, 1987*)

Production de débris et part des débris fins (<50 µ) dans les débris produits à 400 cycles. Provenance des échantillons : 11-16: granites de Tournon ; 17-22 Couvertures métamorphiques du Pilat ; 23-34 Monzogranites du Velay Forez, granodiorites et diorites des massifs péri forez.

Les résultats de la gélifraction de blocs de 750 g environ, après 400 cycles de gel-dégel quotidien entre – 12°C et + 15°C (Etlicher, et Mandier, 1987) mettent en lumière le comportement original de ces matériaux.
Le montant des débris fourni est faible puisque le plus généreux a produit 6,1 g au kilo, les autres échantillons se situant nettement en deçà ; ces valeurs doivent être comparées à celles des autres faciès (en l'occurrence des granites et granodiorites du Massif Central) qui, à l'exception du massif de Tournon, en fournissent environ 10 fois plus (entre 10 et 150 g au kg).
Plus discriminante encore est la taille des débris produits. Les fines inférieures à 50 µ représentent de 14 à 62% du poids de ces débris (fig.15). En comparaison, les autres faciès de monzogranites et granodiorites les plus résistants ne dépassent pas 20% pour cette fraction, l'essentiel des débris étant des sables et des graviers. Cette prédominance des silts dans les débris est certainement l'enseignement le plus intéressant à retenir.
Les essais sur les arènes.
L'analyse du comportement des arènes confirme pleinement ces résultats. Dans le cadre d'un autre essai de longue durée (5 ans et 1500 cycles) portant sur des arènes meubles, le comportement des arènes issues des couvertures claires est également apparu singulier (Etlicher et Lautridou, 1999)
L'amenuisement des arènes de ces échantillons appartient au type 3 défini dans le protocole de l'expérience, produisant davantage de matériaux de la taille des silts que les autres faciès. La partie fine de la courbe granulométrique semble connaître une évolution plus rapide que la partie grossière car, au fil des cycles, on observe que le classement de la courbe granulométrique se détériore. Il a été montré que ce comportement était à mettre en relation avec une grande fragilité des quartz, qui apparaissent dans ces faciès comme l'espèce la plus gélive, souvent davantage que les grains polyminéraux.
Contrairement aux arènes où la désagrégation granulaire est le mode de gélifraction principal qui, en exploitant préférentiellement les joints entre minéraux, dissocie ces derniers et produit une arène sableuse où dominent les grains monominéraux qui s'amenuisent rapidement au début puis, très vite, évoluent peu à mesure que les grains polyminéraux disparaissent du stock d'arènes, on a affaire ici à une évolution à la fois plus lente mais plus complexe : une production régulière de poudre fine se poursuit à rythme constant durant tout l'essai. Elle résulte d'une fragilisation des quartz qui se disloquent sous l'action du gel en une poudre extrêmement fine, allant jusqu'à former des particules de quelques microns que les analyses aux rayons X détectent clairement ; cette fragilisation est due aux phases de tectonique compressive lors de la mise en place du granite du Velay (Briand *et al.*, 2002) qui ont affecté toute la bordure orientale du Massif Central, engendrant de vastes décrochements senestres et la compression du bassin houiller de Saint Etienne.
La production importante de silt au détriment de la désagrégation granulaire fournissant de l'arène sableuse, s'avère être un facteur favorable au développement de la macro gélifraction. La taille de ces débris rend possible en effet leur mobilisation par le vent et le ruissellement.

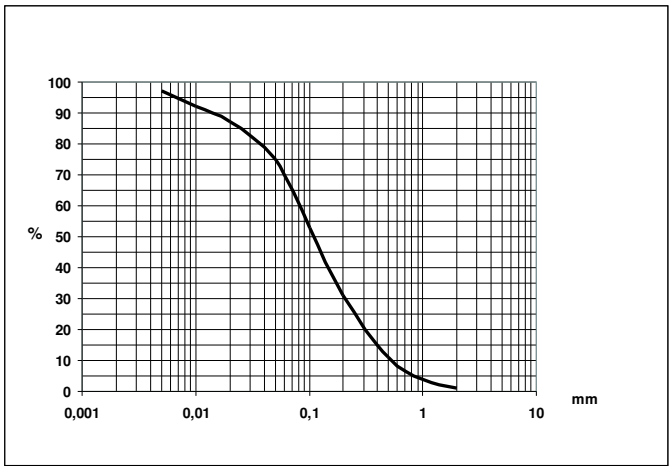


Fig. 16 - Granulométrie des fines présentes dans les diaclases.
La comparaison de la granulométrie moyenne des fines dans les diaclases et des produits issus de la gélifraction montre bien leur similitude. On comparera ces produits de gélifraction avec ceux fournis par les faciès granitiques.

La comparaison des produits obtenus expérimentalement et des fines présentes dans les diaclases sur les tors et les corniches montre en effet l'identité granulométrique de ces produits (fig.16). La composition des matériaux présents dans les diaclases des tors et chicots rocheux se caractérise par son extrême finesse quelle que soit par ailleurs la granulométrie du manteau d'altérite. Cette homogénéité granulométrique provient du mode d'alimentation ; ces matériaux tombent depuis les parois des blocs, parois largement saines sur les tors et les chicots, la saturation en eau des blocs n'étant pas réalisée dans les conditions les plus courantes comme le montrent les mesures in situ en milieu périglaciaire (Hall 1997, André, 1996). Pas d'argiles, des silts et des sablons fins, la proportion maximale se trouve en dessous de 0.3 mm et la part de silts vrais, < à 0.05mm est proche de 20%. Cette taille correspond bien à celle des produits issus de la gélifraction des matériaux des couvertures claires du Pilat, qui fournissent en grande quantité ces produits fins, efficaces pour la macrogélifraction. Par comparaison, les produits de la gélifraction d'autres faciès fournissent un matériau beaucoup plus grossier, gravillonnaire et sableux qui n'est pas susceptible de gonfler dans les mêmes proportions lors du gel et donc d'élargir les fissures.
La bonne tenue de la roche et l'absence de désagrégation grossière, imputable à une bonne tenue des joints entre minéraux entrave l'arénisation mécanique ou désagrégation granulaire. En revanche, la production en faible quantité d'une poudre fine, alimentée par le fractionnement des quartz, facilement mobilisable par le vent comme le ruissellement est un facteur qui ne peut que favoriser l'exploitation du réseau de diaclases d'origine tectonique à la fois parce qu'elle peut jouer, grâce à la capillarité un rôle de compresse humide même dans des conditions d'alimentation en eau peu favorables sur un sommet de versant et parce qu'elle est susceptible de gonfler dans des proportions plus importantes qu'une arène sableuse lors du gel.
La micro gélifraction devient alors un facteur déterminant de la macro gélifraction. Ces produits sont entraînés dans les diaclases ouvertes qu'ils remplissent, permettant ensuite, lors du gonflement par le gel, la macro gélifraction des chicots rocheux. Ce gonflement est d'autant plus efficace que le phénomène se produit dès 0°C, alors que les températures requises pour faire éclater des roches peu poreuses comme des roches cristallines sont inférieures à -4°C (Matsuoka, 2001).

Point n'est donc besoin d'imaginer des froids très rigoureux (-30°C ou moins) comme cela a pu être envisagé pour produire des tabliers de blocs. Loin d'être le signe d'un climat très rigoureux la macro gélifraction traduit davantage l'effet d'un gel peu sévère, insuffisamment efficace pour provoquer l'éclatement de ces faciès à porosité fine et faible.
Incontestablement, donc le facteur pétrographique est un élément d'explication à retenir : il existe bien un comportement particulier de ces faciès lors du gel, mais pour autant, ce facteur suffit – il à expliquer complètement le développement de ces chirats ?
Pour pouvoir s'exprimer la gélifraction a besoin de conditions tant paléoclimatiques que paléoenvironnementales bien précises.

4 - Paléo environnements et paléo formes.

Un rôle essentiel : l'héritage pré quaternaire.

Les massifs orientaux constituent, dans l'ensemble du Massif Central, une exception topographique. Annonçant déjà les traits de la bordure cévenole, la bordure vivaroise présente un relief d'échines fortement incisées par un réseau hydrographique suractivé par la faiblesse du niveau de base régional actuel et plus encore messinien. (Mandier, 1989)

Les couvertures claires occupent le haut de l'échelle de résistance régionale pendant la seconde moitié du Tertiaire. (Etlicher, 1986). De ce fait, elles dominent les surfaces d'aplanissement générales dont dérivent les plateaux, qui vers 1000 m à La République, se raccordent aux vastes niveaux de plateaux du Velay (fig.17).

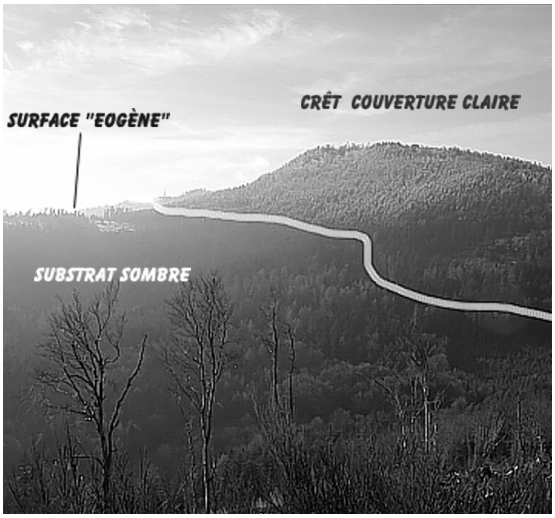


Fig. 17 - Le crêt des couvertures claires au-dessus de la surface fondamentale.
Le contact lithologique entre couverture et substrat suit assez exactement la base du versant méridional des crêts. Les plateaux vers 1050 – 1110 m d'altitude se raccordant aux plateaux du Velay et sont attribués à la surface attribués à la surface fondamentale « éogène » (Etlicher, 1986) ou S1 (Klein, 1988.)

Que l'on attribue l'altitude actuelle de ces couvertures, entre 1100 et 1430 m à un système de reliefs résiduels soulevés régionalement et affectés de rejeux de failles au Miocène (Etlicher, 1986 ; Mandier, 1989), à un système de surfaces d'aplanissement étagées, soulevées en bloc sur le modèle des « Piedmonttreppen » (Klein, 1988) ou au contraire à des jeux de blocs localisés au Miocène (Le Griel, 1991), le résultat, bien visible sur le versant Sud du Pilat, est

celui d'un crêt dominant directement les plateaux du Velay ou de La République, assimilables à la surface «sommitale ou fondamentale » Eogène.

Dans toutes les hypothèses, mais bien évidemment surtout dans les deux premières, il faut insister sur le fait que ces reliefs sont à l'air libre, en position dominante depuis au moins la première moitié du Tertiaire. L'absence de couverture d'altérites s'explique largement à la fois par une résistance pétrographique à l'altération chimique mais aussi par cette position dominante conduisant à une certaine immunité vis-à-vis de l'arénisation et au déblaiement des débris à mesure de leur apparition. De ce fait, c'est un matériel sain ou peu altéré, comportant une couverture d'arène réduite tant en épaisseur qu'en extension qui a été offert à l'action périglaciaire quaternaire.

Les caractères paléoclimatiques au Quaternaire.

Pour ce qui est de la période du dernier glaciaire, seule connue dans la région avec assez de précision, cet ensemble de massifs élevés, se situe à l'écart des secteurs englacés. Les cartes reconstituant la position de la ligne d'équilibre des glaces (ELA) et la position moyenne des névés dans le Massif Central montrent que ces massifs ont échappé à la glaciation principalement à cause d'une extension trop limitée des surfaces à haute altitude (fig.18).

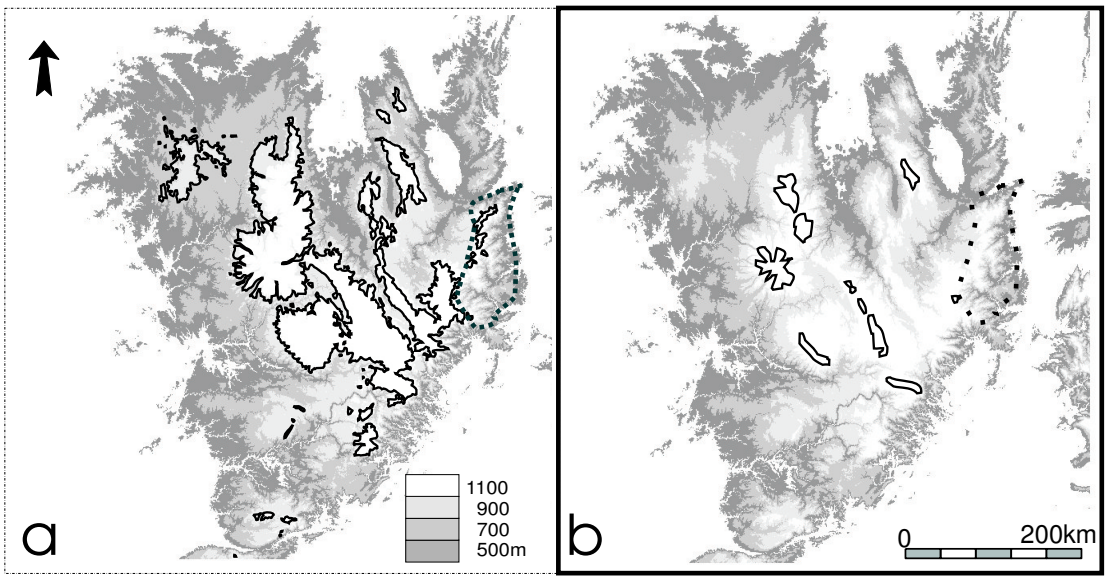


Fig. 18 - Extension des surfaces au-dessus de la ligne d'équilibre glaciaire et au dessus de la ligne de nivation lors du dernier glaciaire dans le Massif Central.

Pourtant, le froid est rigoureux d'autant que ces massifs dominent immédiatement le glacier rhodanien qui s'étend jusqu'à leur pied notamment au Nord : dans la région de Vienne-le Péage de Roussillon, la distance au front glaciaire est d'une quinzaine de kilomètres tout au plus. La position d'abri continental est assurément accrue par un climat local difficile à imaginer aujourd'hui, lié à la présence du glacier rhodanien, à son effet stabilisateur sur les masses d'air océanique et probablement aussi aux effets d'inversion thermique, très exagérés par rapport à ceux, parfois spectaculaires, que l'on mesure encore aujourd'hui. Les sommets sont donc très proches de la ligne des neiges permanentes, dans le domaine du pergélisol, ce qui permet aux alternances gel –dégel de s'exprimer au niveau du sol.

Conclusion : des conditions d'occurrence rarement réunies.

Ces conditions contraignantes expliquent que peu de massifs présentent, à une échelle aussi large, de tels éboulis. Dans le Massif Central, ces pétrographies et ce dispositif paléo-environnemental ne se retrouvent pas ailleurs. Seules quelques croupes isolées en Forez et dans les Cévennes présentent à la fois l'altitude requise, l'absence de couverture glaciaire et la pétrographie idoine. On y observe ponctuellement comme au Grand Vimont en Forez des formations analogues.

Ailleurs en Europe, les massifs anciens germaniques ont connu une glaciation trop étendue pour que se développent de telles formes (Vosges, Harz, Forêt Noire, Monts de Bohême). Seules, peut-être, les Carpates présentent des formations analogues, mais les références disponibles sont peu explicites. Les nombreux Blockstrome et Blockmeere décrits dans les massifs anciens d' Europe Centrale ont en effet une origine, une nature et une structure différentes ainsi qu'une position, souvent en sommet ou sur de faibles pentes. Il en est de même pour les stone runs ou blockstreams de Caine (1968) décrits dans plusieurs régions de l'hémisphère Sud, (Falklands, Tasmanie, Nouvelle Zélande…) qui relèvent du remplissage de vallons et où le lavage des fines semble une étape essentielle de la mise en place.

Curieusement, c'est dans les Appalaches que des formations semblables ont été décrites sous le nom de blockfields dans les ortho quartzites du plateau appalachien et de la Ridge and Valley province, dans les méta quartzites du Nord de la Blue Ridge, et dans les gneiss et quartzites du Sud de la Blue Ridge, dans les Etats de Pennsylvanie, Virginie et Caroline du Nord. Ici aussi, les formes se développent hors de la zone affectée par la glaciation wisconsinienne. Les nombreuses études détaillées consacrées à leur analyse confirment la similitude de ces blockfields, tant par leur morphologie que leur structure, leur pétrographie, leur dynamique et leur position en bordure des glaciers régionaux (Potter et Moss, 1968 ; Clark et Ciolkosz, 1988 ; Clark *et al* ; 1989; Clark et Kite, 2000). Les tabliers d'éboulis s'y trouvent entre 1400 et 1600 m d'altitude jusqu'à la latitude de 36°N, mais dans la partie méridionale de la chaîne, la dynamique végétale, plus vigoureuse, a réussi une colonisation de ces tabliers de blocs.

Les principaux critères, tant lié à la répartition qu'à la dynamique de fluage s'y retrouvent et les photos présentées par tous ces auteurs pourraient à s'y méprendre, avoir été prises dans le Pilat…

Les chirats de la bordure vivaroise du Massif Central présentent un exemple original de versants couverts de tablier d'éboulis sur de grandes surfaces. Leur analyse s'avère intéressante, du point de vue de la dynamique puisqu'il s'agit de formations intermédiaires entre les éboulis classiques et les glaciers rocheux, les conditions nécessaires à leur développement renvoient à la fois aux paléo environnements tertiaires et quaternaires, des conditions moyennement froides mais sans englacement, et enfin une histoire structurale et tectonique complexe ayant fragilisé certain minéraux et particulièrement les quartz.

On comprend dès lors mieux que la réunion de ces conditions est peu fréquente dans le contexte de l'Ouest européen et même au-delà, et que, par conséquent, le paysage insolite que constitue la présence de versants entiers nappés de blocs à des altitudes modestes (1000-1500 m) avec ses chicots ruinés qui rappellent des paysages beaucoup plus familiers en haute montagne donne une forte personnalité aux paysages de ces montagnes.

Références.

André M.F., 1996 - Rock weathering rates in arctic and subarctic environnement. *Zeitschrift für Geomorphologie*. 40,4 : 499-517.

Barsh D., 1996 – *Rockglaciers, indicators for the present and former geoecology in high mountain environments.* Springer, Berlin, 319p.

Bout P., 1953- L'érosion des reliefs phonolitiques et basaltiques de la Haute Loire depuis le dernier glaciaire; *Mélanges Ph. Arbos;* Clermont Fd; 91-102.

Bout P., 1974- Le périglaciaire du Massif Central de la France. *Rev. d'Auvergne*, 88 ;1 : 49-75.

Briand B., Duthou J-L., Guerrot C., Chenevoy M., 2002- Les granites à tablettes d'orthose du Vivarais, témoins d'un magmatisme post-épaississement d'âge Dinantien inférieur ; identification d'une unité géologique Nord-Ouest Vivarais. *C. R. Geoscience,* 334:741–747

Caine N., 1968 – *The blockfields of northern Tasmania* Canberra, Austr. Univerity Press

Clark G. M., and Kite, J. S., 2000- An introduction to some recent advances in regolith research in the Appalachians beyond the Late Wisconsinan glacial border: *South eastern Geology*, 39, 3-4: 107-116.

Clark G.M., Ciolkosz E.J., Kite J.S., Lietzke.D.A., Hanshaw P.M., 1989- Central and Southern Appalachian geomorphology; Tennessee, Virginia, and West Virginia.; *Glacial geology and geomorphology of North America;* Knoxville, TN; 105; 9 p.

Clark G.M., Ciolkosz E.J.; 1988 - Periglacial geomorphology of the appalachian highlands and interior highlands south of the glacial border: a review. *Geomorphology*; 1: 191-220.

Duthou J-L., Chenevoy M. Gay M., 1998- Présence d'un magmatisme d'âge viséen moyen sur le versant Sud du Massif du Pilat, Massif Central oriental ; Conséquences. *C.R. Acad. Sciences, Sciences de la Terre et des planètes*, Paris, 327: 749-754

Etlicher B., 1977 - Les chirats du massif du Pilat. *Bull Labo. rhod. géomorph*, 3: 5-20.

Etlicher B., 1986 - *Les massifs du Forez, du Pilat et du Vivarais. Régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline*. Etudes Foréziennes. 687 p.

Etlicher B., Lautridou J P., 1999 - Gélifraction expérimentale d'arènes de roches cristallines: Bilan d'essais de longue durée. *Permafrost and periglacial processes*, 10, 1 : 1-16

Etlicher B., Mandier P., 1987 - Premiers essais de gélifraction expérimentale sur roches cristallines du Massif Central. *Bull. Labo. rhod. de géomorph.* 19/20 .3- 28.

Evin M., 1987 - *Dynamique, répartition et âge des glaciers rocheux des Alpes du sud.* Thèse, Grenoble, 309 p

Francou B., 1989 - La stratogénèse des formations de pente soumises à l'action du gel. *Bull. de l'association fr. étude du Quaternaire*. 40,4 : 185-200.

Francou, B., 1988 - *L'éboulisation en haute montagne, Andes et Alpes, six contributions a l'étude du système corniche-éboulis en milieu périglaciaire*. Caen

Grüner L., 1857 - *Description géologique et minéralogique du département de la Loire*. Imp. Impériale, 778 p.

Hall K, 1997 - T1: Rock moisture content in the field and the laboratory and its relationship to mechanical weathering studies.*Earth-surface-processes-and-landforms.* 11 2 : 131-142,

Hall K, 1986 - Rock temperatures and implications for cold region weathering. I : New data from Viking Valley, Alexander Island, Antarctica. *Permafrost-and-periglacial-processes.* 8 1 : 69-90.

Hétu B., Van Steijn H., Bertran P., 1995 - Le rôle des coulées de pierre sèche dans la genèse d'un certain type d'éboulis stratifiés; *Permafrost and periglacial processes.* 6 - 173-194.

Klein C., 1988 - Contribution à l'étude géomorphologique des Monts du Vivarais; *Méditerranée;* 63 : 3-24.

Lageat Y., 1981- Contribution à la connaissance de la porosité des roches cristallines; *Physio-géo*; Paris ; 1 : 3-37.

Le Griel A.; 1991 - *L'évolution géomorphologique du Massif Central Français*; Thèse, Lyon : 659 p.

Mandier P., 1989 - *Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire.* Document du BRGM; Orléans 151; 3 t.; 654 p.

Matsuoka N., 2001- Microgelivation versus Macrogelivation: Towards Bridging the Gap between Laboratory and Field Frost Weathering *Permafrost and periglacial processes;* 12: 299–313.

Milon Y., 1935- Les chirats du Pilat; *Bull. de la Société Géologique et minéralogique de Bretagne*; N° 1; 3 : 6-7.

Potter N., Moss J. H., 1968 - Origin of the Blue Rocks blockfield and adjacent deposits, Berks County, Pa. *Geol Soc. Am. Bulletin;* 79: 255-262.

Valadas B., 1977- A propos de quelques formations superficielles d'origine périglaciaire en Velay oriental. *100eme congr. nat. des soc. sav.*: 93-106.

Valadas B.,1984- *Les hautes terres du Massif Central français: contribution à l'étude des morpho dynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques.*Thèse Paris I. 2 vol. 927 p.

Van Steijn H., Bertran P., Francou B., Hetu B., Texier J.P., 1995 - Models for the genetic and environmental interpretation of stratified slope deposits: a review; *Permafrost and periglacial processes.* 6,2: 125-146.