

JEAN DRESCH \*

Paris

## PALEOGEOGRAPHIE ET ACTION ANTHROPIQUE DANS LES VOSGES MERIDIONALES (FRANCE)

### A b s t r a c t

The situation and peculiarities of the Ballon d'Alsace West-East highlands, the morphostructure are first called to mind. The crests are flat and smooth because they are remnants of the exhumed posthercynian planation surface, well preserved westward, more or less reshaped during Miocene. But the old surface has been lifted up along a system of faults South-Southwest to East-Northeast and over the „Seuil de Bourgogne” during plio-pleistocene epoch. These landforms, the rise of altitude together with the plio-quaternary climatic changes explain the importance of glaciation in the Southern Vosges. The snow of firs and ice caps covered the flat highlands, above 800 or 900 m, valley glaciers came down as far as the outlet in the lowlands. The problems of snowlines, glaciers types and network, cirques, glacial deposits and chronology are discussed. + The main present day landforms are remnants of the last glaciation and of the tardiglacial erosional processes. Since Holocene and especially since Subboreal forest has covered the slopes from top to bottom of the valleys, but the cover of sand and rock debris, moraines or periglacial deposits has been very often washed down on the steep slopes of the valleys. The present day typical fir and beech forest has been reclaimed for pasture on the highlands (Hautes Chaumes), pasture and cultivation at the bottom of the valleys, the wood has been worked for mining and metallurgy, and deforestation has been extensive from the XVIth to the first part of XXth century. The stream discharge is very high but historical erosion has been low up to present time when recreation and urbanisation brought changes in the land use of the highlands and valleys, and heavy machines are used.

Le „vieux” massif des Vosges se termine au Sud, au-dessus du „seuil de Bourgogne” par le massif du Ballon d'Alsace, lourde barrière qui s'allonge du Nord-Ouest au Sud-Est, sur une quinzaine de km, face aux vents humides, dominants, du Sud-Ouest. Il n'est pas une haute montagne puisque les deux sommets principaux ne dépassent pas 1247 ou 1253 m. Mais elle ne s'abaisse pas au-dessous de 930 m et domine de 900 m le seuil de Bourgogne, autrement dénommé Trouée de Belfort ou Porte d'Alsace, large dépression entre le Massif des Vosges et le Jura préalpin.

Cette trouée fut empruntée au Villafranchien par le Rhin qui s'écoulait vers la Méditerranée avant que la tectonique quaternaire le détourne vers la trouée du massif schisteux rhénan et la Mer du Nord. Le massif du Ballon d'Alsace est donc une ligne de partage des eaux d'une singulière importance puisque les eaux de son versant nord s'écoulent vers la Mer du Nord soit par les vallées alsaciennes affluentes du Rhin, soit par les vallées lorraines affluentes de la Moselle, ou vers la Méditerranée par les vallées affluentes du Doubs ou de la Saône et, au delà, du Rhône. Aussi bien cette frontière entre bassins fluviaux a-t-elle fait fonction de frontière historique et politique entre l'Alsace rhénane et la Lorraine, au Nord, et la Franche-Comté-Bourgogne au Sud.

---

\* Université de Paris VII, 191, rue Saint-Jacques, 75005 Paris.

Les caractères et les aspects du massif du Ballon d'Alsace sont l'héritage d'une longue évolution paléogéographique commune à l'ensemble des Vosges et pourtant originale. Il fait partie du socle vosgien mais est constitué par des formations paléozoïques plus récentes, viséennes, métamorphisées par le granite dit des Ballons, un granite hercynien à amphibole et biotite. Ce granite porphyroïde à gros cristaux de feldspath alcalin, constitue l'axe du massif. Il est fissuré par un réseau de diaclases assez peu serré: de la sorte la désagrégation se manifeste soit par des arènes grossières qui s'accumulent et se maintiennent sous forêt quand la pente n'excède pas 45°, soit par des blocs de gros calibre. Les tufs, brèches et les formations volcano-sédimentaires de bordure opposent à l'érosion par les eaux courantes une résistance qui n'est pas sensiblement inférieure à celle du granite et est parfois supérieure (labradorites ou ignimbrites, certains tufs); ils donnent moins d'arène, mais, généralement plus irrégulièrement et densément fissurés, ils sont désagrégés par les processus météoriques en débris de moindre calibre.

Le socle des Vosges méridionales constitué au cours du cycle hercynien a été nivelé par la surface post-hercynienne parachevée au Permien. Plaine d'érosion du type pédiplaine, elle explique la remarquable lourdeur, la planité parfois, de la crête axiale et des crêtes annexes aujourd'hui doucement inclinées vers le Sud-Ouest. La pédiplaine fut fossilisée par des conglomérats et des grès du Trias dont les galets de quartz bien roulés, agglomérés ou épars, reposent encore sur les plateaux ou les crêtes les plus occidentales du massif. La surface posthercynienne y est actuellement en voie d'exhumation plus ou moins avancée (région du Ballon de Servance). Plus à l'Est (région du Ballon d'Alsace), la planité fait place à des ondulations très douces, alternance de croupes dominant d'une dizaine à une trentaine de mètres des dépressions plates qui souvent sont occupées par des tourbières, non ou mal drainées. Ces hautes surfaces, partiellement dépourvues de couverture forestière et dénommées „hautes chaumes”, se poursuivent vers l'Est mais moins étendues, plus onduleuses, de sorte que les tourbières y deviennent plus rares. Tout se passe comme si la pédiplaine posthercynienne, soulevée vers le Nord-Est, avait été dénudée plus anciennement. La sédimentation fossilisante de grès deltaïques du Trias, puis de formations marines du Jurassique, a en effet été interrompue au Jurassique supérieur. Au Tertiaire, le socle défomé a été dénudé progressivement de sa couverture jurassique puis triasique, épaisse de 1200 à 1500 m, ainsi que le montre la sédimentation inverse dans le rift du Rhin ou celle des plateaux du Jura pendant l'Eocène et l'Oligocène. Dès le Miocène, la pédiplaine post-hercynienne et le socle cristallin commencèrent à être exhumés et les vallées vosgiennes à se creuser. Mais d'après les recherches récentes, si le soulèvement des Vosges fut plus précoce au Sud et progressa vers le Nord, il fut lent au Miocène et la surface post-hercynienne fut peu disséquée. Dans les régions les plus anciennement dénudées, la partie orientale, alsacienne, du massif du Ballon d'Alsace, une surface miocène,

pénéplaine doucement ondulée paraît s'être substituée à la surface post-hercynienne; elle s'emboîterait vers l'Ouest dans les témoins résiduels de la pénéplaine, identifiée par le conglomérat de galets. Quoi qu'il en soit, les vallées, creusées seulement au Plio-Quaternaire, laissent subsister au-dessus de leurs versants raides, ces croupes sommitales larges, et plus ou moins planes, où les neiges quaternaires ont pu s'accumuler<sup>1</sup>.

Le soulèvement des Vosges, responsable de la dénudation du socle cristallin, a eu d'autres conséquences notables sur l'environnement actuel. L'un est le rôle des failles normales le long desquelles le massif a été basculé, soulevé vers l'Est en bordure du rift rhénan qui résulte d'une tectonique d'extension. La principale est la „faille vosgienne”, de direction NNE-SSW en Alsace. Elle est recoupée dans la région de Belfort et de Ronchamp par un système de failles Est-Ouest, le long desquelles le massif du Ballon d'Alsace disparaît sous le Permien et le Jurassique de la Trouée de Belfort. Le jeu des failles au-dessus du rift a débuté à l'Eocène moyen, mais, on l'a vu, ne s'est accéléré qu'au Miocène et surtout au Plio-Quaternaire: le soulèvement vertical, accompagné de déplacements horizontaux, a en effet été estimé à 300 – 700 m, selon le basculement des blocs, dans les Vosges méridionales pendant le Quaternaire. S'y ajoutent 3 à 400 m, estimation de la subsidence du fossé alsacien voisin. Aussi bien l'Alsace est-elle une région de France où la déformation de terrasses fluviales quaternaires peut être la mieux démontrée, où les séismes sont les plus fréquents après les Pyrénées, où les mesures géodésiques ont mis en évidence des dénivellations de l'ordre de 0,5 mm/an dans les Vosges méridionales. Les crêtes aplaniées des Vosges ont donc été portées à leur altitude actuelle à l'époque des glaciations quaternaires. Aussi ne saurait-on être surpris que les englacements y furent beaucoup plus importants que dans le Massif Central où les surfaces sont pourtant plus étendues et souvent plus élevées.

Aujourd'hui encore, le massif du Ballon d'Alsace est une des régions les plus arrosées de France: les précipitations, réparties sur toute l'année, dépassent 2 m, et peuvent atteindre 3 m dans l'étage supérieur de la montagne, deux à trois fois plus que dans la Trouée de Belfort. Comme il gèle jusqu'en juin et dès septembre, les précipitations peuvent être neigeuses dans ces mêmes mois et des taches de neige peuvent tenir jusqu'en juin, ne fondre qu'en août dans des cirques du Ballon de Servance orientés vers le Nord-Est. Au cours des périodes froides du Pléistocène, la neige s'accumula sur les hautes surfaces interfluves; elle remplit les bassins de réception torrentielle, principalement ceux qui sont orientés vers le quart Nord-Est où se produisait comme aujourd'hui une suralimentation neigeuse à partir des hautes surfaces: la glace de plateau et les névés de cirques

<sup>1</sup> J DRESC, Observations sur les formes glaciaires et périglaciaires du Ballon d'Alsace (Vosges, France). *Biul. Peryglacyjny*, 1962, 11; p. 29 – 34.

alimentaient un réseau étonnamment complexe de langues dans les vallons et vallées réunies par de multiples transfluences et diffluences.

Le Massif du Ballon d'Alsace et, à son pied septentrional, la vallée de la Moselle et celles de ses affluents constituaient l'ensemble d'appareils glaciaires le plus important des Vosges. Des calottes glaciaires et des névés devaient recouvrir toutes les hautes surfaces planes et les versants au-dessus d'une limite qui a été estimée à 800—850 m sur les versants nord, à 900 m sur les versants sud. Mais ces chiffres sont d'autant plus discutables qu'ils ont dû varier localement, en fonction de la suralimentation nivale, et dans le temps, d'une période ou d'une phase glaciaire à l'autre. Quoi qu'il en soit, les langues glaciaires remplissaient les vallées. Celle de la Moselle, alimentée à l'amont par une diffluence du glacier de la Thur alsacienne à travers le col de Bussang, s'est avancée jusqu'à Epinal, sur une longueur d'une soixantaine de km lors d'une glaciation ancienne, jusqu'au delà de Remiremont, soit près de cinquante km, au cours de glaciations plus récentes. Le glacier, épais, au Thillot, de plus de 200 m, lors de la dernière glaciation, d'environ 280 m lors de glaciations plus anciennes, diffluait sur sa rive gauche, à l'ouest du Ballon de Servance, quand la surface post-hercynienne est affaissée de 280 m, davantage vers l'ouest, le long d'un faisceau de failles SW-NE. Le glacier diffluent était un lobe de piedmont, étalé sur une vingtaine de km entre les vallées de l'Ognon et du Breuchin, affluents de la Saône. Les moraines terminales en sont reconnaissables. Elles sont au nombre de trois qu'on retrouve dans la vallée de la Moselle comme dans celles du versant sud du massif du Ballon d'Alsace, Rahin et Savoureuse où les langues glaciaires parvenaient jusqu'au débouché des vallées montagnardes, à la différence des vallées des Vosges alsaciennes. Ces moraines pourraient servir à compter et dater les glaciations, mieux que toute autre forme ou formation. On a cru y reconnaître les quatre ou au moins trois glaciations alpines parce que, en retrait de l'aval à l'amont, les formes en sont de plus en plus fraîches vers l'amont, le matériel de moins en moins altéré. Mais l'importance relative de l'altération dans du matériel principalement granitique a été contestée, et les moraines terminales du lobe glaciaire sont incluses dans un domaine proglaciaire complexe au point que certains auteurs se refusent à y distinguer plusieurs glaciations. La vérité est sans doute intermédiaire: G. WOILLARD<sup>2</sup>, par une analyse palynologique de la tourbière de la Grande Pile, située entre des arcs de la moraine externe, a pu suivre l'évolution de la végétation depuis 140.000 ans; la tourbe, épaisse de 20 m, repose sur une moraine de fond; trois phases tempérées, séparées par deux périodes froides, ont été distinguées avant le dernier Glaciaire et l'Holocène. La première phase tempérée serait l'Eémien, et par suite les

<sup>2</sup> G. WOILLARD: Nombreuses publications entre 1973 et 1980. Mise au point dans: Grande Pile Peat Bog: a continuous pollen record for the last 140.000 years. *Quaternary Research*, 1978, 9: p. 1—21.

glaciations encadrantes seraient Riss, moraine externe principale, et Würm, dont les moraines sont multipliées parce que les accumulations des phases de retrait et celles du Tardiglaciaire sont conservées. Mais l'âge interglaciaire Riss-Würm de l'Eémien est aujourd'hui contesté ...

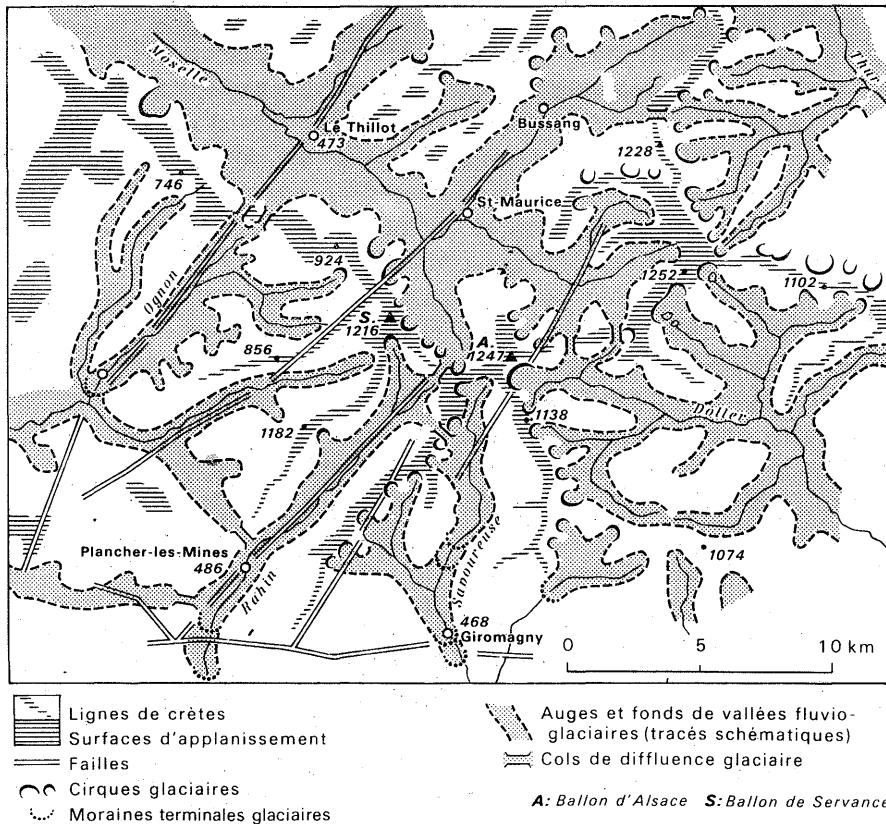


Fig. 1. La carte géomorphologique

Que les moraines et les tourbières basses (car les tourbières montagnardes sont toutes holocènes) permettent de reconnaître deux ou trois périodes glaciaires, l'analyse détaillée du relief des Vosges méridionales permet du moins de se convaincre que les formes des versants résultent d'une histoire riche en héritages. Les pentes des versants des vallées sont en moyenne fortes, ce qui ne saurait surprendre: le creusement est plio-quaternaire comme le soulèvement du massif et les systèmes de pente résultent d'une géodynamique glaciaire et périglaciaire à peine modifiée au cours de l'Holocène puisque la forêt a réoccupé les versants du fond des vallées jusqu'aux surfaces sommitales. Les versants orientés du Nord au Sud-Est sont ourlés de cirques où l'alimentation était favorisée à la fois par l'exposition, par la suralimentation en neige, que les vents du secteur ouest

chassaient des surfaces sommitales, et par des diffusions des ice-fields sommitaux et des têtes des glaciers de la vallée supérieure de la Moselle vers la Doller alsacienne, et vers le Rahin, ou entre les vallées du Rahin et de la Savoureuse sur le versant sud. Ces cirques ont des versants très raides, des escarpements rocheux déchirent souvent le manteau forestier et le contraste est frappant avec les pentes plus douces et régulières des versants exposés au Sud et à l'Ouest (rive droite de la Moselle, rive gauche des vallées méridionales). Mais les langues glaciaires qui se sont écoulées au fond des vallées pendant chacune des glaciations ont sculpté les formes classiques, auge et épaulements, verrous et ombilics, gorges sous-glaciaires, formes d'érosion compliquées par des formes d'accumulation, moraines terminales de retrait, moraines de fonds et dépôts lacustres ou deltaïques, drumlins et terrasses de kame, moraines latérales discontinues accrochées aux versants et difficiles à suivre sous la forêt.

Les formes d'érosion sont inexplicables si l'on ne fait pas intervenir l'action de plusieurs phases glaciaires et leurs héritages. Les cirques en sont un exemple. Leurs formes sont complexes: les cirques principaux du massif des Ballons, caractérisés par les formes classiques de cuvette avec lacs, aujourd'hui aménagés, et barrages de roches moutonnées à des altitudes variant entre 825 et 920 m, sont dominés par des cirques étagés; ils comportent eux aussi roches moutonnées et dépressions marécageuses ou tourbières, moraines frontales et latérales; beaucoup sont à une altitude d'environ 1000 m; d'autres, plus haut encore, ourlent les croupes sommitales où, dans les creux de la surface post-hercynienne ou miocène, des cuvettes, drainées ou non, sont occupées par des tourbières, des „fagnes” qui trouent la forêt. Ces cirques à proximité immédiate de l'ice-field sommital ne peuvent être l'œuvre des langues que l'ice-field contribuait à alimenter en stade pléniglaciaire. Ils sont l'œuvre de névés ou glaciers locaux de stades ana ou, mieux, cataglaciaires ou encore de phases au cours desquelles un ice-field ne se constituait pas. Ces cirques étagés sont donc, comme les grands, des héritages mais remaniés davantage et plus récemment en stade de retrait et pendant la période tardiglaciaire. Ils sont en effet remblayés, non seulement par des moraines frontales qui ennoient verrous et roches moutonnées et par des moraines latérales, mais aussi par des talus de pierres. Aussi bien des coulées de blocs sont-elles fréquentes sur les versants orientés au Sud: elles sont le résultat de la gélification aux dépens d'affleurements du granite des Ballons; elles sont stabilisées et couvertes par la forêt, les cristaux d'orthose sont mis en relief, de 2 à 3 mm, comme ceux de la roche en place, par l'altération postglaciaire, tandis que les formations viséennes de bordure fournissent actuellement encore, face sud, des éboulis libres. Cirques de haut de versants et blocailles voisinent avec des cuvettes de nivation plus ou moins remblayées. Ainsi, la section supérieure des versants situés à proximité des surfaces sommitales portent les marques de morphogénèses particulièrement complexes qui y voisinent et interfèrent, différenciées par les orientations et la lithologie: formes pléniglaciaires des auges et des grands

cirques, formes de retrait ou de phases moins froides, formes périglaciaires; et si les héritages de glaciations du Pléistocène ancien ou moyen paraissent difficilement contestables, du moins les moraines terminales, les périodes qui ont particulièrement contribué à modeler les formes actuelles sont le Würm probable, et le Tardiglaciaire.

Depuis lors, la forêt a occupé tous les versants, de bas en haut, car les hautes chaumes actuelles des surfaces sommitales sont œuvre humaine: il manque 2 à 300 m aux crêtes sommitales des Vosges méridionales pour atteindre la limite supérieure de la forêt. L'étude palynologique des tourbières, hautes et basses, permet d'en suivre l'évolution depuis l'Alleröd et surtout l'Holocène. La forêt de pins et de bouleaux du Préboréal a fait place à la chênaie mixte altantique; la forêt d'altitude, de sapins et de hêtres, caractéristique des Vosges actuelles, ne s'est établie qu'à partir du Subboréal. Elle a désormais protégé les versants, entièrement recouverts à l'exception des escarpements rocheux qui ceinturent les cirques, les fonds de vallées, ombilics ou auges remblayés, et les surfaces sommitales ont été, il est vrai, défrichées par l'homme, peut-être dès l'époque celtique; les hautes chaumes surtout à partir du XV-e siècle. A partir du XVI-e siècle et jusqu'au début du XX-e, de nombreuses mines furent exploitées et attirèrent des travailleurs immigrés. La densité des chemins, des anciens axes de schlittage dans la mesure où on peut les imaginer, celle des replats pour la préparation du charbon de bois, la fréquence relative de fermes abandonnées, sont la preuve que la population vivant ou travaillant dans la montagne fut, du moins pendant trois ou quatre siècles, très supérieure à l'actuelle. Les boisements de sapin, bois d'œuvre très utilisé pour le boisage des galeries de mines, ceux de hêtre, utilisés pour la fonte, furent exploités tour à tour ou concurremment au point qu'il est actuellement difficile de se représenter quel était l'état naturel de la forêt. Elle fut au XIX-e siècle et au début du XX-e saccagée sur de grandes étendues, surtout pendant les guerres et par la pratique de coupes à blanc. Mais ces aménagements de la montagne ne semblent pas avoir provoqué d'accélération très sensibles de l'érosion avant l'usage, récent, de matériels mécaniques lourds pour les travaux publics, l'exploitation forestière ou la construction résultant de l'aménagement touristique des hautes chaumes et des villages de vallée gagnés peu à peu par l'urbanisation de la région de Belfort.

Au surplus, la raideur des pentes et le raclage des versants par les glaciers ont réduit le volume de formations superficielles et de sols susceptibles d'être mobilisés par l'érosion depuis la fin du Pléistocène. La forêt recouvre souvent directement la roche en place ou les blocs et blocailles produits par la gélification, le matériel grossier des divers types de moraines. Les formations et sols résultant d'altérations, vraisemblablement tertiaires, n'ont été que rarement conservés. La granite porphyroïde des Ballons et, dans une moindre mesure, les roches métamorphiques de bordure du massif cristallin sont désagrégés en arènes grossières, mais l'arène ne peut s'accumuler que sur les surfaces planes en pente

faible. Or l'étendue de celles-ci est limitée aux hautes chaumes, aux fonds de cirques glaciaires ou de nivation étagés, aux ombilics et aux fonds de vallées assez larges pour que les altérites aient pu être étalées, remaniées en basses terrasses fluvio-glaciaires, comme celles de la Moselle ou celles qui s'étalent au débouché des vallées montagnardes dans le bas-pays. L'épaisseur de l'arène est toujours faible, 1 à 3 m en général; les tourbières montagnardes ont moins de 7-8 m de profondeur; celle de la Grande Pile, étudiée par G. Woillard, atteint 20 m, mais est située entre deux fronts morainiques de lobes de piedmont. Les teneurs en argile sont très faibles. Aussi les altérites du massif des Ballons retiennent-elles très mal les précipitations qu'elles reçoivent en si grande abondance. Le coefficient d'écoulement des cours d'eau dépasse 76%. Les eaux ruissentent partout et vont enrichir les aquifères du bas-pays ou provoquer au-delà des inondations destructrices mais l'eau risque de manquer sur les Hautes Chaumes.