

LA GLACIATION DE LA SERRA DA ESTRELA

Si le massif montagneux de la Serra da Estrela doit l'essentiel de sa personnalité au fait d'être un plateau fort bien conservé, dominant les régions périphériques par des pentes raides qui l'isolent presque complètement (S. DAVEAU, 1969), ce contraste se double, à l'échelle du modelé, par celui qui oppose les régions englacées au Quaternaire au reste du massif. Un paysage exotique de haute montagne, aux roches nues, raclées, aux escarpements vertigineux, aux contrastes imprévus, avec de petits lacs, des taches de prairie humide qui apparaissent brusquement derrière des murailles rocheuses ou des amoncellements d'énormes blocs, surgit aux yeux surpris de qui parcourt la partie la plus élevée du massif. Des paysages de type alpin ou scandinave s'enclavent brutalement au cœur du pays portugais. Dès que l'on quitte les quelque 70 km² qui ont été marqués par la glaciation, le paysage montagneux de la Serra da Estrela perd toute originalité et devient parfaitement analogue à celui qui caractérise les massifs montagneux environnants: longues croupes convexes dans les schistes, grands versants rugueux et irréguliers dans les granites.

L'originalité du paysage glaciaire de la Serra da Estrela, reconnue dès 1883 par F. V. P. CABRAL, décrite dans ses grandes lignes en 1914 par E. FLEURY, fut exprimée avec force par H. LAUTENSACH qui publia en 1929 une étude approfondie de la glaciation quaternaire subie par le massif ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ On trouvera la bibliographie détaillée dans: H. LAUTENSACH, «Eiszeitstudien in der Serra da Estrela», *Zeitschrift für Gletscherkunde*,

En dépit de la qualité très médiocre de l'unique document cartographique dont il disposait (la carte topographique au 1:100 000), une grande partie des conclusions du géographe allemand demeurent entièrement valables. Il est cependant possible aujourd'hui, grâce à l'image précise des formes que donnent la carte topographique au 1:25 000 et la couverture de photographies aériennes, d'apporter quelques retouches et surtout quelques compléments à son étude. Mais les conclusions de base restent identiques: la montagne paraît bien n'avoir été soumise qu'à un seul épisode glaciaire et la beauté des formes caractéristiques qui ont été alors modelées, résulte de l'héritage de phases d'altération et d'entaille antérieures, qui ont largement préparé et guidé le travail des glaciers.

La fraîcheur des formes glaciaires de la Serra da Estrela, la faible importance des retouches érosives postérieures, conduisent à attribuer une date très récente à la crise climatique responsable de ce modelé. Probablement est-ce lors de la phase ultime du Würm, il y a quelque 25 000 ans, que les glaciers s'avancèrent jusqu'à l'emplacement actuel de Mantegás et de Loriga, réalisant un paysage glaciaire dont l'ampleur, sinon les formes, rappelle celui qui marque aujourd'hui certains massifs alpins. La Mer de Glace, le plus long glacier du massif du Mont Blanc, mesure actuellement 13 km, longueur approximative du glacier du Zêzere lors de sa plus grande extension. Trois autres glaciers de la Serra da Estrela mesureraient de 6,5 à 7 km, se plaçant ainsi entre le glacier de Tré-la-Tête (massif du Mont Blanc) qui atteint 8 km et le glacier Blanc (massif du Pelvoux), long de 6 km.

I — LE MODELÉ PRÉGLACIAIRE

a) *Altération profonde des régions granitiques.* — C'est par la comparaison du modelé des régions qui ont été ou non couvertes de glace qu'on peut se faire une idée du relief de la haute montagne avant la mise en place des glaciers. Il ne

t. XVII, 1929, pp. 321-369, traduction portugaise: «Estudo dos Glaciares da Serra da Estrela», *Memórias e Notícias, Mus. Min. e Geol.*, Coimbra, n.º 6, 1932, 60 pp.; H. LAUTENSACH, *Iberische Halbinsel*, München, 1964, 700 pp. et un atlas; S. DAVEAU, «Structure et relief de la Serra da Estrela», *Finisterra*, IV, 1969, pp. 31-63 et 159-197.

faut certes pas perdre de vue que les régions non englacées ont subi pendant et après la glaciation une érosion non négligeable (*) et qu'elles ne peuvent donc présenter une image parfaite de ce qu'était la haute montagne au moment où les glaces l'ont recouverte. Autant les formes dues directement à la glaciation sont en général nettes et faciles à caractériser et à dater relativement, autant le modelé des régions non englacées est souvent d'interprétation difficile, au point qu'on ne peut dire, en beaucoup de cas, si telle forme ou tel dépôt est antérieur à l'épisode glaciaire, contemporain ou postérieur. Il demeure cependant par places des indices significatifs qui permettent d'affirmer que les roches du massif avaient subi une très forte et profonde altération antérieure à la glaciation.

LAUTENSACH a bien montré comment les régions de granite porphyroïde grossier non soumises à l'action des glaces présentent le plus souvent un paysage ruiniforme où des «châteaux» constitués d'énormes blocs empilés, plus ou moins soudés les uns aux autres, émergent d'un socle en pente douce d'arène de décomposition. Des paysages variés résultent du déblaiement plus ou moins complet d'un épais manteau d'altération ayant respecté un certain nombre de noyaux de roches plus résistantes.

Le plateau de Covão do Teixo, situé vers 1470 m à l'Est de la station touristique de Penhas da Saúde, en est un bon exemple (fig. 1). Des chaos rocheux ruiniformes, de 15 m à 20 m de commandement, se dressent au dessus de pentes douces, ravinées, où la roche altérée s'effrite si rapidement qu'un manteau végétal continu ne parvient pas à se maintenir. Il est ici évident qu'une couverture altérée d'une vingtaine de mètres d'épaisseur au minimum a été progressivement et délicatement érodée par un drainage divergent responsable à la fois de l'allure convexe d'ensemble de cet élément de plateau et de la bonne conservation du crypto-relief dégagé.

(*) De nombreux dépôts de pente, de types divers, tapissent bien des versants non englacés du massif. Il n'en sera pas traité ici, quoique certains d'entre eux soient fort probablement contemporains de la glaciation.

Ailleurs, une attaque plus violente du ruissellement a souvent conduit à la dispersion d'énormes blocs épars sur les versants. C'est par exemple le paysage qui caractérise la région où le Mondego prend sa source vers 1450 m d'altitude. Des boules rocheuses de toutes tailles jonchent des versants où alternent des dalles de roches résistantes et des restes de placage d'arènes encore plus ou moins en place (pl. I, A). Il arrive aussi que le déblaiement du manteau d'arène soit

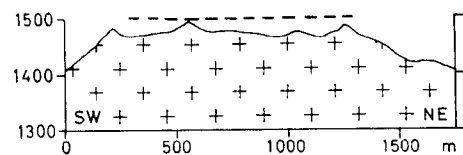
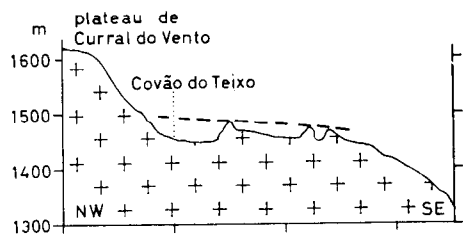


Fig. 1 — Coupes à travers la croupe de Covão do Teixo.

beaucoup moins avancé. La large croupe de Coitada-Paramol, située vers 1350-1400 m au Sud-Ouest du village de Sabugueiro, paraît encore presque intacte. C'est surtout sur ses versants que des blocs de roche résistante commencent à poindre, tandis que le ruissellement mord activement dans la roche décomposée. L'arène friable offre un sol facile à cultiver où les paysans des basses val-

lées viennent en été ouvrir des champs de seigle, facilitant d'ailleurs ainsi l'attaque du ruissellement (pl. I, B).

Au contraire, les plateaux autrefois englacés n'offrent presque partout à l'œil que des étendues de roche nue, saine, récurée, où la topographie irrégulière est faite de blocs solidement enracinés. Si une altération superficielle de détail se manifeste souvent aujourd'hui, elle ne pénètre guère qu'à quelques décimètres et les blocs qu'elle détache s'effritent bien vite en poussière. Le glacier a raclé et nettoyé tout le manteau d'altération antérieur, entraînant aussi bien l'arène que les châteaux de blocs résistants qui devaient subsister çà et là mais que la glace a eu la force de bousculer. Il est donc facile sur le terrain et, le plus souvent, sur photographie aérienne, de tracer la limite de la nappe de glace, même lorsqu'elle n'est soulignée par aucun dépôt morainique: d'un

côté un paysage de roches nues où des surfaces raclées doucement convexes alternent avec des faces d'arrachement presque verticales, de l'autre des pentes irrégulières parsemées de blocs et de chicots rocheux pointant au milieu d'étonnantes sableuses (carte hors texte et pl. II).

Aux limites sud et occidentale du grand plateau sommital, de hauts *nunatak* bordiers ont été respectés: la butte de Terroeiro (1783 m) entre les cirques d'Alforfa et d'Estrela (pl. III, B), les rochers de Penha dos Abutres (1819 m) et de Penha do Gato (1771 m), de part et d'autre de la vallée de Loriga. Ces bornes gigantesques constituent d'admirables belvédères d'où ressort avec force le contraste entre l'ancien *fjell* dépouillé et les régions périphériques au modelé hérissé de chicots rocheux.

Au Nord-Est, le glacier venait mourir en s'amincissant sur les formes doucement ondulées du plateau. Entre les deux entailles opposées de Covão do Urso e de Covões, les glaces presque immobiles diffluaient dans la région de Curral do Martins où un petit *nunatak* marque à 1721 m la limite de l'englaciation qui n'est soulignée par aucun dépôt morainique. En dépit du faible pouvoir érosif que devait posséder ici le glacier, il reste possible de restituer pas à pas sa limite extrême en appliquant la méthode préconisée par LAUTENSACH.

Il est impossible d'assigner un âge à la période, certainement longue et probablement multiple, de profonde altération chimique. Toute l'évolution quaternaire ancienne de la montagne nous échappe encore. Peut-être l'épais manteau d'arène qui couvre en partie les plateaux incorpore-t-il les restes d'une couverture d'altération tertiaire qui a dû continuer à évoluer et à s'épaissir au cours des phases les plus humides du Quaternaire (*). En effet, des granites si profondément altérés que des formes de ravinement vif s'y installent, s'observent sur les versants de profondes vallées dans les régions qui n'ont pas été couvertes par la glace et même sur certaines parois d'auges, sauf à l'extrême amont de celles-ci, seule partie qui ait subi une véritable érosion glaciaire. Il semble donc qu'on puisse conclure que l'altération

(*) S. DAVEAU, 1969, pp. 179-180.

profonde des granites s'est poursuivie au cours du Quaternaire puisqu'elle affecte des formes jeunes du paysage, encore en équilibre avec l'enfoncement actuel de rivières montagnardes.

En résumé, l'action des glaciers a été largement facilitée par la profonde altération qui affectait les roches de la montagne. Ils n'ont guère eu qu'un travail de déblaiement à effectuer et la beauté des grandes moraines latérales, jonchées d'énormes blocs arrondis dépassant souvent plusieurs mètres de diamètre et qui paraissent hors de proportion avec l'ampleur des autres formes glaciaires, se comprend plus facilement si l'on songe que ces blocs se trouvaient tout préparés au sein du manteau d'altération.

On peut même se demander si une partie des formes d'érosion proprement glaciaire qui caractérisent les régions de cirque (contrepenes, escarpements, ombilics et verrous) n'ont pas elles-mêmes été préparées par le jeu d'une altération de profondeur inégale. Les glaciers ont-ils fait beaucoup plus que dégager un cryptorelief où les bassins fermés ne devaient pas manquer? Une curieuse forme mineure, conservée à l'amont du cirque de Covões, à 300 m de la limite de l'englaciation, immédiatement à droite de la photo de la pl. II, vient confirmer ce fait: un minuscule bassin fermé, occupé par un petit lac, est suspendu au dessus de l'entaille du cirque dont le sépare une étroite banquette de granite sain. Il correspond certainement à une poche de granite pourri qui, en vertu de sa position topographique, a trouvé un écoulement souterrain au long de quelque diaclase.

Là où le glacier est passé, il est difficile de démontrer cette hypothèse car, au niveau des cirques, la roche saine est partout à nu et toute trace du manteau d'altération semble avoir disparu. Une seule exception: l'entaille de la Rua dos Mercadores qui accidente l'extrémité nord du cirque d'Alforfa et où l'érosion post-glaciaire, travaillant au long d'une ligne de fracture, a retrouvé des restes de roche altérée, qui lui permettent de dégager des pinacles et des entassements de blocs, réalisant sur quelques dizaines de mètres un paysage totalement différent de celui qui caractérise tout le reste de la haute montagne.

b) *Vallées préglaciaires et vallées glaciaires.* — C'est encore par l'étude comparée des formes actuelles des vallées glaciaires et des autres vallées de la région que l'on peut tenter de faire la part de l'érosion des glaces dans le modelé des premières (fig. 2 et 5 et pl. III). L'alternance d'ombilics et de verrous dans la partie amont, les confluences suspendues des vallées secondaires, dans certains cas la terminaison brutale en cirque à l'extrémité amont, dans d'autres les

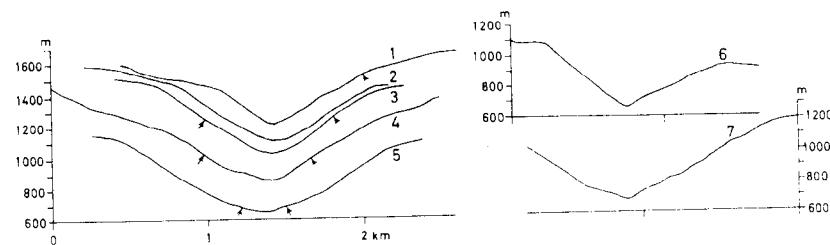


Fig. 2 — Profils transversaux de la vallée glaciaire du Zêzere et de deux autres vallées non glaciaires de la montagne. 1 — Zêzere à l'amont du cirque de Candeeira; 2 — à l'aval du même cirque; 3 — à l'aval du cirque de Covões; 4 — à l'aval de Barroca das Lameiras; 5 — à S. Gabriel, à l'aval de Manteigas; 6 — Mondego, 1 km à l'aval de Trinta; 7 — Ribeira de Beijames, 4,5 km à l'amont de Verdelhos. Les petites flèches indiquent l'altitude maximale atteinte par la glace.

auges rectilignes et calibrées de la partie moyenne, sont des formes parfaitement classiques. Mais, lorsqu'on examine les vallées voisines non englacées, on s'aperçoit que certaines d'entre elles au moins présentent des caractères analogues: il s'agit de toutes les entailles profondes axées sur des lignes de fracture. Elles aussi sont rectilignes et calibrées, elles aussi se terminent brutalement à l'amont, elles aussi reçoivent parfois des affluents suspendus. Les profils transversaux eux-mêmes sont très semblables. Ce n'est guère que par leur profil en long, généralement plus régulier et qui, en tous cas, ne présente pas de contrepenne, qu'elles se distinguent vraiment des vallées englacées.

D'ailleurs, lorsqu'on étudie l'auge magnifique qu'emprunte le Zêzere à l'amont de Manteigas, on voit que son profil n'est guère différent à l'amont où les glaces la remplissaient presque jusqu'au bord, et à l'aval où, l'épaisseur du glacier dimi-

nuant, une part de plus en plus importante des versants dominait celui-ci. Aucune rupture de pente ne vient systématiquement souligner le niveau atteint par les glaces. Celui-ci ne peut être déterminé que par les formes de dépôt qu'il a engendrées, non par des formes d'érosion. Tout au plus le fond de la vallée englacée présente-t-il un angle adouci, émoussé, alors que dans les autres vallées de fracture les versants se rejoignent en un angle vif. Mais le fond des vallées glaciaires, dans leur partie moyenne, est tapissé pratiquement partout de moraine (pl. III). Même sur la rupture de pente bien marquée que dévale le Zêzere à l'amont de Caldas de Manteigas, la rivière ne mord pas la roche en place. Le modelé adouci du fond d'auge n'est-il pas dû au remblaiement glaciaire ou post-glaciaire beaucoup plus qu'à l'érosion?

Ce n'est qu'à l'extrême amont des vallées, à l'étage des cirques, que des verrous rocheux apparaissent, dont les plus bas se situent vers 1300 m (pl. IV). Il faut donc distinguer, dans les vallées englacées, deux secteurs: l'amont a subi de très nettes retouches par l'érosion glaciaire, tandis qu'à l'aval la glace n'a guère fait que se mouler dans un chenal préexistant qu'elle semble avoir fort peu entamé.

On peut conclure que la glaciation quaternaire de la Serra da Estrela doit une bonne partie de ses caractéristiques aux formes antérieures d'évolution de la montagne, qui sont responsables de quelques-uns de ses aspects les plus spectaculaires: la beauté des grandes moraines latérales et des longues auges bien calibrées où se sont glissées les langues de glace.

II — L'ÉPISODE GLACIAIRE

a) *Traces possibles d'une ancienne glaciation.* — Les premières études entreprises pour démontrer l'existence de glaciation dans la Serra da Estrela, conclurent à une très large couverture de glace. Confondant dépôts de pente et blocs d'épandage (rañas) avec les véritables moraines, les premiers observateurs imaginèrent des glaciers sortant à plusieurs reprises largement de la montagne (N. DELGADO). LAUTENSACH, au contraire, décrivit une glaciation purement montagnarde considérée comme würmienne, dont le plus long

glacier, celui du Zêzere, se terminait selon lui dans la gorge de São Gabriel, à l'aval de Manteigas, à 650 m d'altitude. Il déclare n'avoir pas trouvé trace dans la montagne d'une autre glaciation mais être pourtant convaincu que la Serra da Estrela a dû en comporter deux.

Les recherches récentes ne révèlent guère d'indices d'une glaciation antérieure à celle qui a si nettement marqué la montagne. La forme des vallées, à l'aval de l'extrémité des langues glaciaires, se modifie en général brusquement et se ferme en méandres ou en gorges dont les éperons n'auraient pu laisser passer sans être rabotés la moindre masse glaciaire. Cela semble exclure toute glaciation ancienne plus importante que la récente, à moins d'imaginer une érosion fluviale interglaciaire assez considérable pour avoir profondément modifié et incisé entre temps la forme des vallées. Les seuls dépôts à allure morainique (blocs hétérométriques plus ou moins émoussés pris dans une arène granitique), rencontrés hors du domaine de la dernière glaciation, l'ont été très près de sa limite et peuvent s'interpréter, soit comme des dépôts de pente (c'est le cas du dépôt à blocs de granite altéré qu'on observe à Alvoco sur les deux flancs de la vallée, dominant d'une vingtaine de mètres l'épandage fluvio-glaciaire qui en encombre le fond, dépôt très semblable à ceux qu'on observe sur les flancs de la vallée du Zêzere à l'aval de l'extrémité du glacier), soit comme les restes d'une première poussée violente des glaciers qui se serait manifestée au début de l'englaciation.

Des trois grands cirques qui mordent à l'Est le haut plateau, seraient sorties des langues suffisamment alimentées, suffisamment épaisses, pour avoir originellement débordé au delà de la limite plus tard marquée par les grandes moraines latérales. Paraissent en témoigner la croupe morainique qui, issue du large ravin à allure de cirque qui échancre la base du Cântaro Raso, s'étale bizarrement au milieu du plateau de la Nave de Santo António entre les grandes moraines latérales des glaciers d'Alforfa et du Zêzere (carte hors texte); les énormes blocs parsemés sur le versant sud-est de la Nave jusque vers 1570 m, à une bonne cinquantaine de mètres au dessus des grandes moraines, qui montrent que la Nave a dû être, avant la construction des moraines latérales qui la

bordent, complètement recouverte par les glaciers; enfin le placage morainique qui subsiste vers 1430 m sur le versant nord du col de Lagoa Seca, à peine plus haut, mais nettement au delà des beaux arcs morainiques qui encombrant le col (fig. 3).

La question reste donc ouverte: si une glaciation ancienne a existé dans la montagne, ou bien elle n'a pratiquement pas débordé au delà de celle dont les marques apparaissent nettement, ou bien ses traces ont presque entièrement disparu

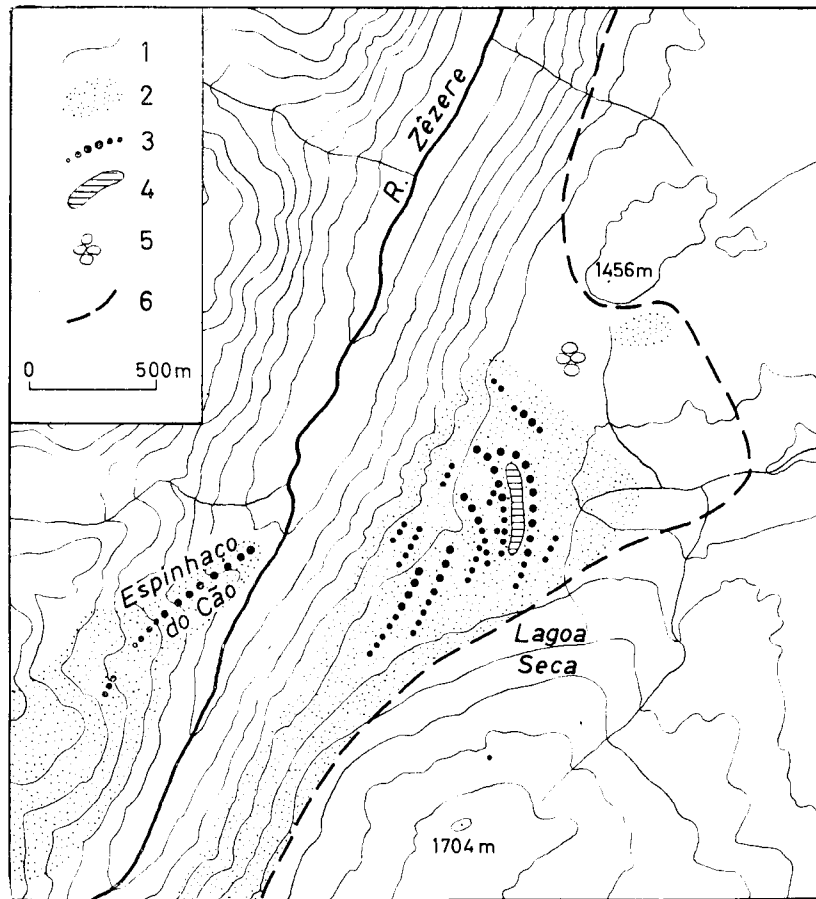


Fig. 3 — Le col de diffluence de Lagoa Seca. 1 — Courbes de niveau équidistantes de 50 m; 2 — dépôts morainiques; 3 — arc morainique; 4 — ancien lac; 5 — chateau de bloc; 6 — limite extrême probable atteinte par le glacier lors de la première poussée des glaces.

sous l'action d'un intense défoncement antérieur à celle-ci. En réalité, tout se passe comme si une glaciation unique avait marqué la montagne, glaciation unique mais scandée de stades successifs d'avance, de stationnement et de retrait qui se laissent nettement distinguer.

b) Les phases. — Il semble donc qu'après une première poussée violente et éphémère, le glacier se soit bientôt stabilisé à un niveau un peu inférieur. En effet la diffluence de Lagoa Seca a avorté alors que la première poussée des glaciers avait nettement dépassé la culmination du col. Les courts glaciers gonflés correspondant au début de l'englacement auraient acquis rapidement un profil un peu plus déprimé lorsqu'ils ont commencé à s'écouler dans les grandes entailles perpendiculaires à leur direction primitive qui s'offraient à eux, au long de la grande cicatrice SSW-NNE d'origine tectonique qui balafre la montagne. On peut penser qu'une assez longue phase de stabilité s'est ensuite maintenue, au cours de laquelle ont été déposées les grandes moraines latérales et les terrasses de kame qui obturent les petites vallées latérales barrées par la masse des glaciers.

Le recul de ceux-ci est scandé par une série d'arcs morainiques, parfois fort nets, en nombre variable selon les vallées. Dans celle du Zêzere, deux groupes de moraines se distinguent, le front du glacier ayant marqué un premier arrêt probablement assez long vers 900 m, à l'amont de Caldas, et un second vers 1150 m, au pied de la vallée suspendue de Candeeira, au cours duquel il déposa l'arête morainique d'Espinhaço do Cão. Le glacier d'Alforfa présente aussi des moraines de retrait nettement distinctes, l'une vers 1110 m, la suivante vers 1300 m et la dernière vers 1450 m. Rien de net n'apparaît dans la vallée de Loriga, en pente forte, alors que les deux larges langues qui descendaient au Nord-Ouest du plateau ont au contraire abandonné des arcs multiples, à intervalles presque réguliers, entre 1050 m et 1150 m.

Il est probable que de petits glaciers de cirque ont encore subsisté après la disparition des langues, mais ils ne se manifestent par aucun arc morainique bien caractérisé, sauf dans la vallée d'Alforfa.

III — LE GLACIER

Quelle était l'épaisseur du glacier en coupole qui couronnait le plateau? Il est impossible de le dire exactement, un minimum de plusieurs dizaines de mètres paraissant probable si l'on songe à l'importance des masses de glace qui s'écoulaient par les vallées (fig. 5). Aucun nunatak ne paraît avoir émergé du grand dôme de glace, sauf en deux points presque opposés. Au Nord, sur la croupe de Conchos où le

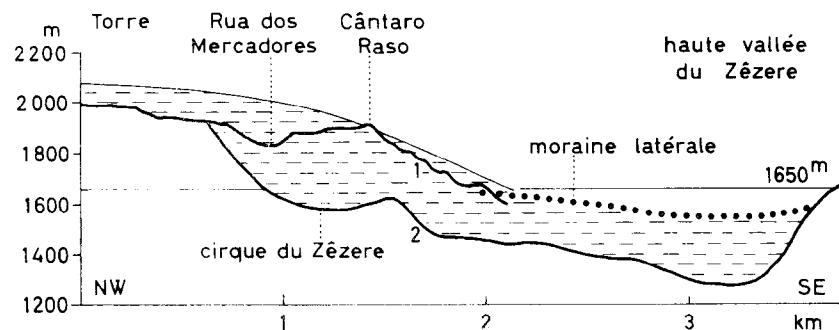


Fig. 4 — Allure probable du glacier sur le flanc oriental du plateau de Torre, lors du maximum. 1 — Profil de l'interfluve de Cântaro Raso; 2 — profil du cirque du Zêzere au Nord de 1.

glacier aminci se divisait en une triple diffluence vers les deux vallées formant à l'aval le glacier de Covão do Urso et vers le cirque de Covões, deux «châteaux de roches» se dressent à 1704 m et 1701 m et devaient dominer faiblement le manteau de glace. Au Sud-Est du glacier, le petit plateau du Cântaro Raso qui sépare les deux cirques profonds du Zêzere et de la Ribeira de Alforfa, a été couvert par les glaces qui y ont laissé des dépôts morainiques, sauf à son extrémité orientale où un petit nunatak apparaît à 1914 m, là où la glace devait se diviser par diffluence entre la branche principale du glacier du Zêzere et un rameau affluent. La coupe que l'on peut ainsi reconstituer pour la partie orientale

de la coupole glaciaire (fig. 4) rend vraisemblable une épaisseur de quelque 80 m au sommet de la montagne.

Il est, par contre, facile d'apprécier l'épaisseur de glace qui emplissait les vallées lors de la phase d'extension maximale (fig. 5). Elle était considérable. Sur une distance de quelque 3 km, dans la région de confluence des trois cirques qui l'alimentent, le glacier du Zêzere maintenait une épaisseur de l'ordre de 300 m (*). Le glacier d'Alforfa lui-même, pourtant beaucoup plus court, atteignait encore sur quelques centaines de mètres une épaisseur de 250 m. Les langues glaciaires se gonflaient sur les replats et s'amincissaient sur les pentes, ce qui explique que les moraines stadiales se soient volontiers fixées vers les ruptures de pente, à l'amont desquelles l'augmentation d'épaisseur provoquait le ralentissement du recul du front du glacier en déclin. Toute la partie aval du glacier du Zêzere, en dépit de sa faible pente, était beaucoup plus mince. Ce n'était guère qu'une épaisseur d'une cinquantaine de mètres de glace qui s'étalait vers 700 m au fond du bassin de Mantegais. On comprend que le premier stade de recul du grand glacier ait été rapide mais qu'il soit venu ensuite stationner longuement à l'amont de Caldas.

Lors du maximum, les glaces paraissent avoir couvert une étendue d'environ 70 km². Modelé en coupole sur le haut plateau, le glacier envoyait des langues dans toutes les échancrures périphériques, réalisant ainsi, en miniature, un type de glacier «scandinave». L'ensemble de l'organisme glaciaire était nettement dissymétrique. La longueur des différentes langues glaciaires et l'altitude minimale qu'elles ont atteinte, avaient déjà été évaluées par LAUTENSACH. Grâce à la documentation cartographique beaucoup plus précise dont on dispose aujourd'hui et à de nouvelles observations de terrain, il est possible de retoucher ce schéma.

(*) L'épaisseur est calculée d'après l'altitude des moraines latérales par rapport au fond actuel de la vallée, sans tenir compte ni d'un probable bombement axial du glacier, ni des remblaiements glaciaires ou post-glaciaires des fonds de vallée.

Classification des langues glaciaires d'après l'altitude atteinte par leur extrémité

Selon LAUTENSACH			Nouvelle classification rectifiée					Exposition
Glacier	Longueur km	Altitude extrémité langue m	Suralimen- tation neigeuse	Glacier (¹)	Surface km ² (²)	Longueur km (³)	Altitude extrémité langue m	
Zézere	13	600	+	Zézere	23	13	680	+
Estrela	5	700	+	Loriga	9	7	800	+
Alforfa	8 ou 9	700-750	+	Alforfa	6	5,5	850	+
Loriga	7	750	+	Covão Grande	13	6,5	970	-
Alvoco	3	1000	-	Covão do Urso	12	6,5	1050	-
Covão Grande	5,5	1250	-	Alvoco	2	2	1300-1350	-
Covão do Urso	4,5	1350	-	Estrela	2	2,5	1350	-

(¹) On a conservé la nomenclature proposée par LAUTENSACH. Le glacier dit de Covão Grande est constitué par les deux branches de Lagoa Comprida et de Covão do Vidual; le glacier de Covão do Urso, formé aussi par deux branches confluentes, se termine à côté du village de Sabugueiro.

(²) La surface indiquée ici est délimitée par les contours de la langue glaciaire et l'actuelle ligne de partage des eaux entre les bassins-versants.

(³) Les mesures de longueur sont très approximatives car on connaît mal les lignes de partage de la glace.

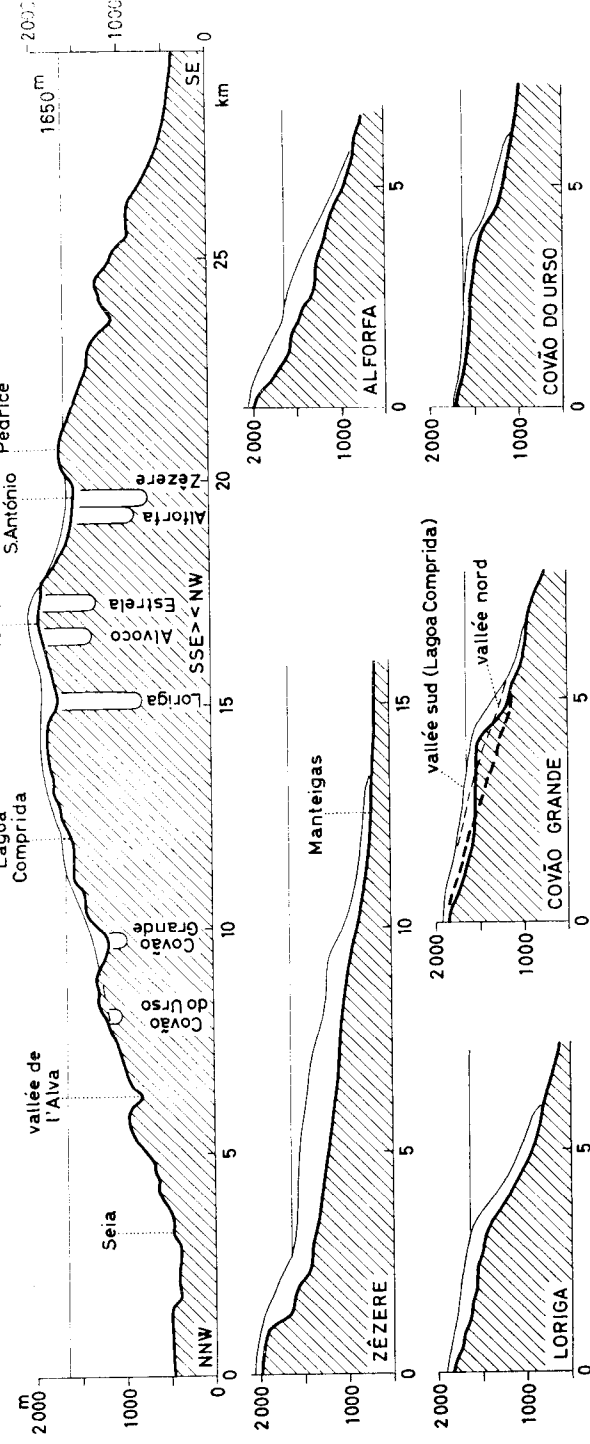


Fig. 5 — Profils schématiques de la coupole et des langues glaciaires. On a indiqué la limite probable des neiges persistantes (1650 m) et plaqué sur le profil général de la montagne la projection des diverses langues glaciaires.

La classification des langues glaciaires s'en trouve quelque peu modifiée, ce qui entraînera naturellement à revoir l'interprétation du phénomène. L'altitude des bordures du fjell, là où il s'arrête, entre les vallées, sur les formes en pente douce du plateau, est aussi irrégulière:

Altitude des rebords du glacier de plateau sur les interfluves

Localisation	Orientation	Altitude
Au Sud de la vallée de Loriga	W	1820 m
Au Nord de la vallée de Loriga	W	1790 m
Au Sud-Ouest du Covão do Urso	NW	1640 m
Entre le Covão do Urso et la vallée du Zêzere	NE	entre 1650 et 1720 m
Entre les vallées du Zêzere et d'Alforfa (Cântaro Raso)	E	1910 m

Le facteur explicatif essentiel n'est peut-être pas ici l'orientation. L'agencement des formes topographiques antérieures à la glaciation doit jouer un rôle important: c'est ainsi que le petit nunatak du Cântaro Raso ne serait sûrement pas resté à découvert si de profondes entailles ne l'encadraient, où les masses de glace devaient se précipiter en séracs. Il n'en reste pas moins que la limite du glacier de plateau est nettement plus basse sur le versant nord que sur les autres faces de la montagne, bien que le point culminant de celle-ci soit situé presque à la bordure sud de la zone englacée.

Etant donné que le glacier de plateau descend par places jusque vers 1650 m, on doit se demander, avec LAUTENSACH, si les hauts plateaux séparés du fjell principal par l'entaille du Zêzere-Alforfa, qui culminent à 1704 m à Poios Brancos et à 1759 m à Alto da Pedrice, n'ont pas été englacés. L'étude de terrain montre qu'il n'en est rien. Le plateau de Poios Brancos, formé de granite porphyroïde grossier, est hérissé de châteaux de blocs, tandis que les granites fins d'Alto da Pedrice disparaissent sous un revêtement continu de blocs anguleux résultant d'une gélivation intense: on peut tout au plus imaginer une éphémère calotte de névé couvrant ce

haut plateau au maximum de la glaciation, encore que sa faible étendue et sa position isolée, exposée de toutes parts à la brutalité des vents, ait dû rendre difficile le maintien d'un manteau neigeux continu.

IV — LES FORMES D'ÉROSION

Les formes d'entaille glaciaire ne se manifestent guère qu'au dessus de 1300 m d'altitude, mais elles règnent alors très vite sans partage et réalisent des paysages glaciaires parfaitement classiques et, en général, fort bien conservés.

Sur les croupes sommitales aux pentes très douces et soumises à un climat où le gel demeure actuellement fort actif, l'altération post-glaciaire a déjà créé un embryon de sol colonisé par la pelouse, qui masque les formes antérieures. Mais dès que la pente s'accroît, dès qu'elle dépasse par exemple 10 p. 100, on observe un paysage de bosses rocheuses dissymétriques, polies et moutonnées au sommet, coupées brutalement par des formes d'arrachement à l'aval (pl. II et V, A). Certains creux, non remblayés, sont encore des lacs, les multiples petites nappes d'eau qui sont le charme de ces hautes surfaces sévères (carte hors-texte et pl. V, B). D'autres creux se sont transformés en prairies humides que sillonnent de minces ruisseaux encaissés dans la terre noire qui supporte la pelouse. Toutes les formes sont étroitement adaptées aux détails structuraux. L'orientation des diaclases, leur densité, sont admirablement mises en relief. Un paysage de pentes décharnées et burinées entoure à l'amont, le plus souvent de façon dissymétrique, les enfoncements brutaux des cirques. Ils marquent les grands plans inclinés par lesquels les plus hautes croupes alimentaient des vallées d'orientation souvent oblique ou perpendiculaire à leur pente (fig. 5). Ces formes sont généralement mieux développées du côté sud des cirques, en grande partie parce que l'organisation générale du relief de la montagne le veut ainsi, peut-être aussi à cause de la disposition des diaclases qui découpent souvent le granite en bancs relativement peu inclinés par rapport à l'horizontale, de sorte que certains de ces versants ont une allure monoclinale très nette, les formes d'arrachement étant beaucoup plus franches sur les «fronts» que sur les «revers».

Les cirques, de types très variés, sont tous des organismes composites. Tantôt ils alignent d'amont en aval une série d'ombilics et de verrous disposés régulièrement en marches d'escalier, telles les hautes vallées de Loriga et du Zêzere, sensiblement situées dans le prolongement l'une de l'autre. Leurs ombilics s'étagent respectivement à 1720, 1640, 1550 et 1470 m et à 1620, 1420 et 1360 m. Tantôt l'agencement des formes donne une impression d'emboîtement, de très vastes cirques relativement peu profonds paraissant avoir été défoncés par d'autres d'ampleur plus réduite. C'est surtout le cirque de Candeeira, large de 1,5 km, qui présente ce caractère, avec des replats importants vers 1800, 1670 et 1550 m, défoncés par un long ombilic double, large de 250 m, établi vers 1400 m. Mais la même tendance se retrouve dans celui d'Alforfa et celui de Covões. Quant aux glaciers du Nord-Ouest du plateau, ils présentent tous deux la particularité d'être formés par la confluence de deux branches amont sensiblement parallèles. Peu encaissées à l'amont, se dégageant progressivement des longues pentes douces du plateau, ce n'est qu'à une altitude assez basse que des formes plus ou moins nettes de cirques ou d'ombilics s'y développent, le plus beau étant celui de Covão do Vidual à 1470 m.

Cette morphologie complexe résulte peut-être du défoncement d'amples cirques modelés lors du maximum glaciaire par les petits glaciers qui ont dû persister tardivement aux plus hautes altitudes, nourris par la neige soufflée sur le haut plateau. Sans doute faut-il faire aussi largement appel pour l'expliquer aux conditions structurales, à l'inégale altération qu'elles avaient commandée et aux entailles fluviales de l'époque préglaciaire. Il paraît toutefois probable que les hautes parois rocheuses qui ferment à l'amont les plus grands cirques ont évolué à l'air libre sous l'action du gel pendant les phases de retrait, alors que la continuité entre l'englacement du plateau et les petits glaciers de cirque était déjà rompue. Ainsi seulement s'expliqueraient les ruptures de pente brutales par lesquelles leurs parois amont tranchent les formes douces du plateau.

Le modelé du rebord du petit cirque à peine ébauché d'Alvoco paraît en fournir la démonstration. Au maximum de la glaciation, une langue glaciaire à peine longue d'un

kilomètre débordait du plateau, retouchant les formes du bassin de réception torrentiel où elle s'était moulée. Le glacier rabota la rupture de pente sommitale qui ne subsiste que vers l'extrémité nord du cirque où le courant de glace s'amincissait avant de disparaître. Le rebord du cirque d'Estrela présente le même adoucissement central (pl. III, B) qui doit avoir marqué aussi l'amont des grands cirques quand toute la haute montagne disparaissait sous son manteau de glace. Les impressionnantes parois verticales qui enferment aujourd'hui les cirques (pl. IV) n'ont pu être modelées que pendant les phases de récession, quand un hiatus s'ouvrit entre la glace du plateau et des langues glaciaires de plus en plus réduites et finalement cantonnées à l'amont des entailles, au creux des plus hauts ombilics, à l'abri de parois élevées alors raidies par l'action du gel.

V — LES FORMES D'ACCUMULATION

La plus haute moraine latérale de quatre sur cinq des grands glaciers apparaît à une altitude comprise entre 1620 et 1670 m, la seule exception étant celle du glacier de Loriga où, pour des raisons sans doute purement topographiques, une moraine n'apparaît que vers 1460 m (fig. 6). Dans ce type d'englacement où les langues glaciaires sont nourries par une calotte continue, des moraines latérales commencent à surgir et à se déposer au niveau où l'ablation l'emporte sur l'accumulation. Cette altitude correspond d'ailleurs à celle de la limite du glacier de plateau dans la plus grande partie du vaste secteur nord-est où aucune entaille n'invitait la nappe de glace à se concentrer et à s'écouler. On peut donc fixer vers 1650 m, d'accord avec LAUTENSACH, la limite générale des neiges permanentes lors du maximum glaciaire. Peut-être cette limite était-elle un peu plus basse au Nord qu'au Sud du glacier, de quelques dizaines de mètres, mais il est difficile d'en décider car la topographie beaucoup plus abrupte des rebords sud et sud-est du plateau se prête mal à une évaluation précise.

Les glaciers de la Serra da Estrela ont laissé trois types de dépôts: des moraines (grandes moraines latérales, beaux arcs frontaux et quelques dépôts mal triés de moraines de

fond ou d'ablation); des terrasses de kame d'ampleur réduite, nichées dans les vallons latéraux barrés par les langues glaciaires; enfin des épandages caillouteux proglaciaires de types variés, qui sont des cônes de transition impliquant un remaniement d'importance très inégale par les eaux courantes.

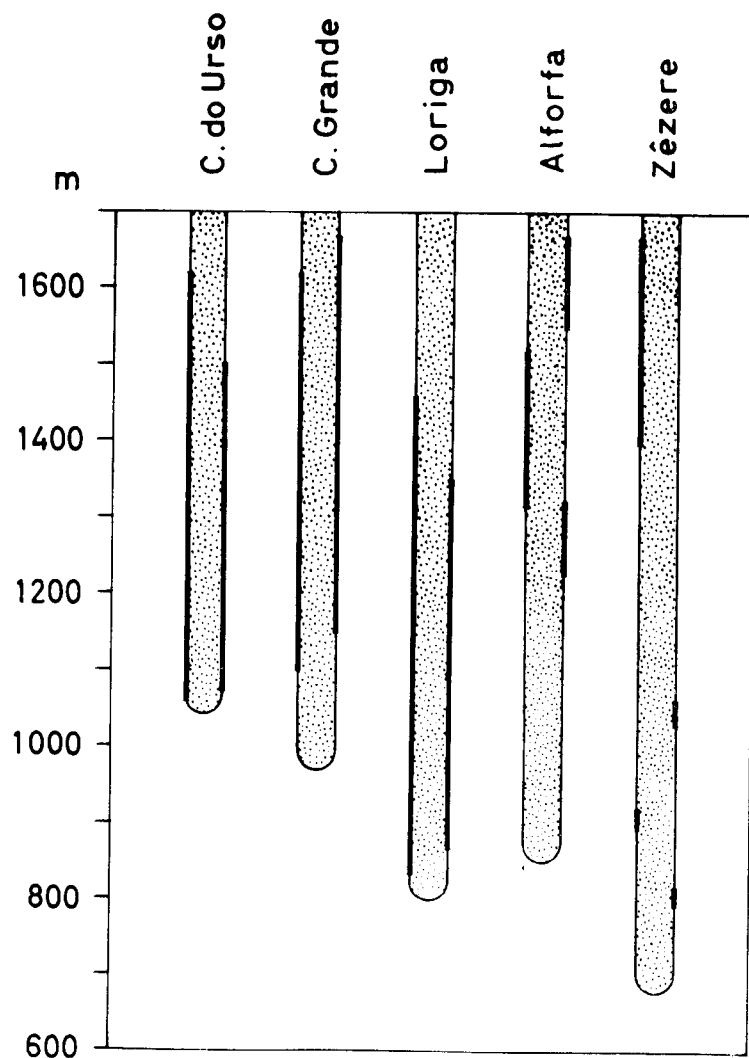


Fig. 6 — Répartition altitudinale des moraines latérales ou terrasses de kame contemporaines du maximum de la glaciation.

a) *Les moraines.* — Les moraines latérales ourlent irrégulièrement les langues glaciaires. Les remparts morainiques sont généralement plus hauts, plus épais et plus continus à l'amont, pour se réduire bientôt à des placages disséminés accrochés aux replats des versants (carte hors-texte et fig. 6). Parfois cependant (rive droite du glacier du Covão do Urso), c'est sur plus de trois kilomètres qu'on peut suivre une crête continue de gros blocs moulant l'ancienne extension du glacier. Ces moraines d'importance exceptionnelle naissent sur le rebord externe, au tracé convexe, des glaciers à alimentation dissymétrique. En fait, ce sont presque autant des moraines frontales que des moraines latérales, puisqu'une grande part de la glace qui nourrissait le glacier de vallée qui les a engendrées, lui parvenait en dévalant l'autre versant de la vallée (fig. 5 et pl. VI, A).

En surface, ces hautes crêtes sont constituées d'un empilement de gros blocs arrondis. Le plus énorme d'entre eux, qui signale depuis Manteigas la moraine latérale de rive droite du glacier du Zézere, atteint d'après LAUTENSACH 150 m³. Beaucoup d'autres ont plusieurs mètres de côté, soit des volumes de plusieurs dizaines de mètres cubes. En profondeur, des éléments plus fins, absolument pas triés (blocs émoussés de quelques décimètres et arène granitique), se mêlent à ces blocs grossiers. Même à grande distance de l'origine, les moraines latérales, bien que constituées en moyenne de blocs plus petits, continuent à ne présenter aucun indice de triage par l'eau. Les arcs de moraine frontale proprement dite, particulièrement bien développés sur les deux bras du complexe glaciaire de Covão Grande (pl. VI, B), sont d'une parfaite continuité et régularité et paraissent s'être déposés au cours d'une fusion lente et progressive.

Des nappages de moraine apparaissent en certains points du plateau sous forme de blocs épars assez peu abondants. Il doit s'agir des charges abandonnées sur place par les ultimes étendues de glace morte du glacier finissant.

b) *Les terrasses de kame.* — Les langues glaciaires qui s'avançaient au long des vallées principales ont barré les vallons affluents où des terrasses de kame se sont accumulées. En général de petite taille et triangulaires, elles ont gardé une

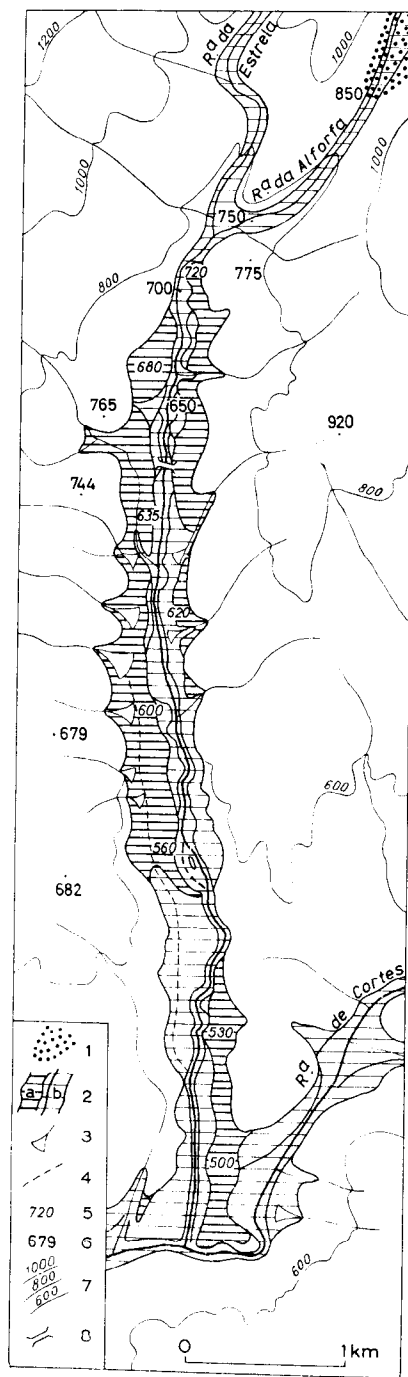
forme très nette et n'ont, sauf exception, guère été entamées par le ruissellement postérieur (pl. VI, B et VII, A). Deux types principaux se manifestent: les terrasses construites dans des vallons dont l'alimentation échappait entièrement à l'influence glaciaire et, celles, assez nombreuses, qui ont été modelées par des eaux s'échappant du glacier, soit à travers les moraines latérales, soit à partir des lobes suspendus ou de la bordure même du fjell (carte hors-texte). L'absence d'entaille empêche l'étude de leur constitution qui permettrait sans doute d'éclairer les conditions de l'érosion périglaciaire au moment du maximum glaciaire: elles sont toutes liées en effet à la phase de stabilité qui a vu l'édification des grandes moraines latérales et ces formes insolites et discrètes, qui échappent aisément à l'attention non prévenue, sont le guide le plus sûr pour restituer l'allure et l'épaisseur des langues glaciaires qui ont encombré les vallées, partout où manque la muraille de moraine latérale.

Le plus vaste de ces dépôts, qui est aussi le plus remanié par l'érosion actuelle, s'étend à l'Ouest de Manteigas, près de la chapelle de São Sebastião, au pied de l'énorme escarpement limitant le plateau de Penhas Douradas qui le domine d'environ 600 m. La Ribeira de Foronhas et ses affluents l'entaillent brutalement et l'ont certainement déjà profondément défiguré. Il dessine un triangle grossièrement équilatéral de quelque 600 m de côté et se termine actuellement à l'aval vers 800 m, mais il est possible qu'il soit descendu originellement un peu plus bas. L'aménagement d'un terrain de football y a ouvert de bonnes coupes (pl. VII, B) qui montrent un dépôt grossier, très hétérométrique et mal classé, bien qu'une amorce de stratification se marque nettement. Toutefois, on remarque que les plus gros blocs sont couchés dans le sens de la pente au lieu d'avoir la position inverse caractéristique d'une mise en place torrentielle. Il semble donc qu'il ait dû s'agir de coulées boueuses alimentées par le versant et venant s'arrêter devant l'obstacle constitué par le glacier. L'alimentation de cet énorme amoncellement de blocs grossiers implique une importante érosion périglaciaire s'exerçant sur un des plus hauts versants de la montagne, érosion dont il reste d'ailleurs bien d'autres traces qui feront l'objet d'une étude ultérieure.

c) *Les épandages proglaciaires.* — Au contraire des terrasses de kame, les épandages proglaciaires de types divers qui encombrant certains fonds de vallée, ne sont pas tous contemporains, les uns étant liés à la phase maximale, d'autres à des phases de récession. Les trois vallées glaciaires s'ouvrant vers l'Ouest et le Nord-Ouest (Loriga, Covão Grande et Covão do Urso) sont entièrement dépourvues de ce genre de dépôt, soit qu'elles n'en aient jamais comporté, soit que la vigueur de l'érosion postérieure en ait effacé toute trace. Au contraire, la vallée du Zêzere, la vallée d'Alforfa-Estrela et la vallée d'Alvoco présentent les témoignages bien conservés d'importants épandages proglaciaires.

Un kilomètre et demi à l'amont d'Alvoco, le petit bassin de confluence où se réunissent divers torrents descendus des hautes parois du plateau de Torre et de la Serra da Alvoça, est encombré par une sorte de «lave» chaotique, faite d'énormes blocs mal triés, qui débouche de la vallée autrefois occupée par le petit glacier suspendu d'Alvoco. Cette coulée au profil transversal encore convexe, à la pente forte, ennoie nettement la base des versants (pl. VIII, A). Sa mise en place paraît s'être faite de façon brutale. Elle est certainement liée à la phase d'extension maximale des glaces à laquelle le petit glacier suspendu d'Alvoco n'a pas dû survivre. Correspond-elle à quelque débacle d'allure catastrophique ou seulement aux rapides fusions estivales d'une langue exposée en plein Sud-Ouest? Cette longue coulée est vigoureusement entaillée dans sa partie aval par les cours d'eau qui ont modelé à l'amont du village un paysage complexe où la rivière est encaissée d'une dizaine de mètres dans un remblaiement à allure de terrasse qui paraît prolonger la lave torrentielle et qui diminue progressivement d'importance et d'épaisseur. Ses derniers restes s'observent environ 5 km à l'aval du village.

La région d'Unhais présente aussi de très beaux témoins d'épandages proglaciaires qui atteignent une tout autre ampleur que ceux de la vallée d'Alvoco. Le fond de la vallée d'Estrela est encombré de dépôts qui rappellent ces derniers: ils sont situés à l'aval d'une ancienne langue glaciaire en pente forte et une partie au moins d'entre eux paraissent dater de la phase maximale. Mais, dans la vallée d'Alforfa, les épandages de fond de vallée passent nettement en con-



trebas des grandes moraines latérales et ils correspondent visiblement aux phases de récession, principalement semble-t-il à celle que signale la moraine frontale de 1320 m.

A l'amont du village d'Unhais, après la confluence des deux vallées, la rivière s'enfonce d'une vingtaine de mètres dans une haute nappe d'épandage qui atteint bientôt un demi kilomètre de large (fig. 7 et pl. VIII, B). Jusque vers le confluent de la Ribeira das Cortes, sur 6 km, la vallée d'Unhais reste parfaitement rectiligne et la surface du remblaiement présente une pente moyenne d'environ 3,6 p. 100. Le dépôt est constitué de gros blocs de granite arrondis, consolidés par une matrice fine fort peu abondante mais qui suffit à lui donner une forte cohérence. Les

Fig. 7 — Epandage proglaciaire de la vallée d'Unhais. 1 — Extrémité du glacier lors de la phase maximale; 2 — épandage, a: niveau supérieur, b: niveau inférieur; 3 — cônes de déjection postérieurs à l'épandage; 4 — trace d'écoulement; 5 — altitude de la surface supérieure du remblaiement; 6 — cotes d'altitude; 7 — courbes de niveau; 8 — pont d'Unhais.

coupes de Quinta da Varzea, à 3 km à l'aval du village, révèlent déjà une disposition nettement fluviale des blocs. Cet épandage est entaillé par la rivière qui, en s'enfonçant, y a dessiné des terrasses polygéniques de méandres. Deux niveaux aplanis se distinguent nettement à l'aval sans qu'on puisse dire s'il s'agit de deux nappes alluviales emboîtées dont la plus élevée pourrait dater du maximum glaciaire, ou si niveau inférieur n'est qu'un replat d'érosion entaillé dans un remblaiement unique. Les petits affluents de la Ribeira d'Unhais ont plus récemment déposé de minces cônes de déjection composés de débris schisteux qui recouvrent par places l'épandage principal de gros blocs de granite. A l'aval de Paul, soit 12 km au Sud d'Unhais, l'épandage ne paraît plus subsister que sous forme de lambeaux de terrasses. Une coupe de la route montre, à environ 15 m au dessus de la plaine alluviale, un dépôt de pente schisteux recouvrant de gros galets de granite très légèrement altérés.

Ainsi, c'est tout un complexe fluvio-glaciaire qui encombre le fond de la vallée d'Unhais et qui témoigne d'une activité non négligeable de l'érosion post-glaciaire ou tardi-glaciaire, tant par l'entaille du remblaiement réalisée par la rivière principale, que par les dépôts que de minuscules affluents travaillant dans le schiste lui ont superposé.

La vallée du Zêzere, dans la région de Manteigas, contient aussi les restes d'un important complexe proglaciaire, mais les formes sont beaucoup moins nettes et moins bien conservées que dans la région d'Unhais. Il ne paraît subsister aucun reste d'épandage proglaciaire datant de la phase maximale qui est pourtant nettement définie par les trois terrasses de kame de Barroca das Lameiras (1050 m), Vale do Buraco (900 m) et Ribeira de Foronhas (800 m). Les hautes terrasses qui dominent la rivière, de Caldas à S. Gabriel, paraissent se lier à la phase de stationnement du glacier vers 850 m à l'amont de Caldas. Elles se raccordent à la moraine terminale par un cône de transition très incliné, sont fortement entaillées par l'érosion du Zêzere et de ses affluents et ne subsistent qu'en lambeaux irréguliers dominant de lit de quelques dizaines de mètres. Elles semblent disparaître rapidement vers l'aval, mais peut-être faut-il en rapprocher les lobes schisteux de méandre qui dominent le lit actuel

d'une vingtaine de mètres entre Sameiro et Vale de Amoreira. En contrebas de ces témoins discontinus de haute terrasse, le lit actuel du Zêzere entaille faiblement une basse terrasse formée aussi de gros galets granitiques. Ce n'est qu'à l'aval de son confluent avec la Ribeira de Beijames que cette basse terrasse tend à se confondre avec la plaine d'inondation actuelle, puis s'épanouit, au débouché dans la Cova da Beira, en un vaste cône de déjection caillouteux. Il semble donc que, dans la vallée du Zêzere, les divers épandages, nettement étagés à l'amont, convergent vers l'aval en fonction du niveau de base régional constitué par la Cova da Beira.

Cette basse terrasse a été modelée par une rivière abondante et active, réalisant une intense érosion latérale. Est-elle d'âge tardi-glaciaire ou post-glaciaire? Il est actuellement difficile d'en décider mais une exploration soignée des nombreux dépôts encombrant les versants et le fond des vallées montagnardes du Zêzere et de la Ribeira de Beijames, serait susceptible d'apporter encore bien des découvertes et d'enrichir beaucoup le schéma succinct ici proposé.

VI — DISSYMMÉTRIE DE LA GLACIATION DE LA SERRA DA ESTRELA: SA SIGNIFICATION

LAUTENSACH avait déjà montré la forte dissymétrie qui caractérise la glaciation de la Serra da Estrela et il l'avait interprétée comme résultant de la suralimentation neigeuse des versants orientaux par les vents dominants d'Ouest et Nord-Ouest. Mais la mauvaise qualité de la documentation cartographique dont il disposait avait entraîné quelques erreurs dans ses mesures d'altitude et l'avait empêché de pousser toujours très loin l'analyse des formes. Aussi ce problème fondamental de la dissymétrie doit-il être repris en fonction des nouvelles observations qui ont été effectuées.

La diversité des langues glaciaires résulte de deux facteurs: la topographie préglaciaire et les conditions climatiques régnant pendant la glaciation. C'est la première qui, pour une large part, conditionne la pente des glaciers et l'étendue de leur bassin d'alimentation, influant ainsi fortement sur leur longueur et sur l'altitude atteinte par leur extrémité. Les facteurs climatiques d'exposition agissant sur l'alimentation

et la fusion des glaciers, influencent aussi leur volume et leur longueur. Ils déterminent d'autre part le type de chacun des glaciers: sa forme, les caractères physiques de la glace et des débris rocheux qui le constituent, les modalités de sa fusion et du dépôt des débris. C'est en partant de ces caractères, à la fois quantitatifs et qualitatifs, qu'on peut espérer reconstituer dans une certaine mesure l'ambiance climatique qui a présidé à la glaciation.

Pour apprécier exactement la dissymétrie de la glaciation, il faudrait pouvoir calculer, pour chacune des langues, la relation existant entre le volume de glace situé au-dessus de la limite des neiges persistantes (1650 m) et celui qui s'écoulait à l'aval. Ce calcul entraînerait des extrapolations trop fortes pour conserver quelque valeur. Mais un calcul approché est possible qui apporte déjà certains enseignements: évaluer pour chaque organisme glaciaire la proportion de son bassin d'alimentation par rapport à sa surface totale, en prenant comme limites les lignes de partage des eaux actuelles et le tracé au sol de la courbe de 1650 m. Il est évident que l'épaisseur de la glace augmentait sensiblement la proportion de l'étendue de chaque glacier située au-dessus de la limite des neiges persistantes, mais probablement dans une proportion assez peu variable d'un glacier à l'autre. Ce calcul, si grossier soit-il, permet une comparaison qui n'est pas sans intérêt si on la confronte aux autres caractères de chaque organisme glaciaire (voir tableau p. suivante).

Ce tableau permet de distinguer nettement trois types de langues glaciaires: au Sud et Sud-Ouest, les deux petits glaciers suspendus d'Estrela et d'Alvoco accrochés au rebord abrupt du haut plateau; au Nord et au Nord-Ouest, les deux langues de longueur moyenne mais largement étalées, à la fusion lente, de Covão do Urso et de Covão Grande, alimentées par la partie septentrionale, relativement basse, du plateau sommital; enfin les trois longs glaciers de Loriga, d'Alforfa et du Zêzere: descendant directement du haut plateau et plongeant rapidement dans d'étroites et profondes entailles préglaciaires, ils ont été favorisés par des conditions topographiques qui leur ont permis de s'avancer jusqu'à basse altitude. On voit cependant apparaître entre eux des contrastes que le relief préglaciaire ne peut suffire à expliquer.

Noms des glaciers	Covão do Urso	Covão Grande	Loriga	Alvoco	Estrela	Alforfa	Zêzere
Orientation de la partie supérieure de la langue glaciaire	N	NW	W	SW	S	SE	E
Altitude de l'extrémité de la langue	600 m 800 à 850 m 970 à 1050 m 1300 à 1350 m	+	+	+	+	+	+
Longueur de la langue	13 km 6,5 à 7 km 5,5 km 2 à 2,5 km	+	+	+	+	+	+
Etendue du bassin d'alimentation en km ²	4,4	5,5	6,5	1,4	1,1	2,2	6,7
Etendue du bassin d'alimentation par rapport à la surface totale du glacier (en pourcentage)	36	43	73	82	67	39	29
Phases de retrait nettement distinctes						+	+
Série d'arcs morainiques de récession	+	+					
Moraines latérales	+	+	+			+	+
Epanchages proglaciaires				+	+	+	+

Pour des bassins d'alimentation équivalents en étendue et en altitude, le glacier du Zêzere est près de deux fois plus long et sensiblement plus large que celui de Loriga; celui d'Alforfa est presque aussi long que ce dernier, alors que son bassin d'alimentation est beaucoup plus réduit.

La part des facteurs climatiques est donc considérable dans l'explication des caractères dissymétriques de la glaciation de la Serra da Estrela, mais deux aspects différents des contrastes d'exposition doivent être considérés. En été, ont dû jouer surtout les oppositions d'ensoleillement, provoquant une fusion plus ou moins rapide, alors qu'en hiver c'est surtout la direction des vents qui devait commander l'alimentation en neige des glaciers, tant par des chutes peut-être

plus abondantes sur un versant que sur l'autre, que par la suralimentation du versant sous le vent par la neige poudreuse entraînée par les plus violentes bourrasques.

L'influence du contraste d'ensoleillement entre les versants sud et nord apparaît nettement. Bien que leurs bassins d'alimentation soient situés à beaucoup plus basse altitude que celui d'Alforfa et qu'ils aient probablement été défavorisés, nous le verrons, par une exportation partielle des neiges qui y tombaient, les deux glaciers du versant nord s'étalent largement au dessous de la limite des neiges persistantes et maintiennent une proportion comparable à celle qui caractérise le glacier d'Alforfa entre les surfaces d'alimentation et d'ablation. Surtout, les arcs morainiques multiples, continus et réguliers qu'ils ont déposés, montrent que leur fusion estivale a dû se faire régulièrement et modérément, en contraste avec les fusions brutales, parfois peut-être même catastrophiques qui marquaient les glaciers exposés au Sud et qui ont engendré d'énormes épandages proglaciaires. Les courtes langues d'Estrela et d'Alvoco sont des organismes atrophiés, nettement défavorisés par leur exposition sur le raide versant méridional de la montagne.

Ce fort contraste physiologique entre les glaciers des versants nord et sud du massif paraît donc signifier que le climat contemporain de la glaciation comportait un fort ensoleillement d'été ou, autrement dit, qu'il conservait un rythme franchement méditerranéen.

Qu'en était-il des conditions hivernales à l'époque würmienne et dans quelle mesure peut-on extrapoler les caractères actuels de la pluviométrie et des vents régnant sur le haut massif pour tenter de reconstituer les conditions de l'alimentation en neige des divers organismes glaciaires? Alors que LAUTENSACH ne disposait que des données de la seule station de Penhas Douradas, on peut s'appuyer actuellement sur une documentation beaucoup plus complète, encore que le plateau sommital continue à être dépourvu d'enregistrements. Le total annuel des pluies est aujourd'hui particulièrement élevé sur le versant sud du massif bien que les vents dominants paraissent être ceux d'Ouest à Nord-Ouest (fig. 8). Mais la moyenne des enregistrements des vents en janvier pendant 18 années (1951 à 1968), dans les trois hautes stations de Penhas

Douradas (1383 m), Penhas da Saúde (1510 m) et Lagoa Comprida (1560 m), montre surtout deux faits. Tout d'abord la violence des vents en montagne: 23,8 km/h en moyenne pendant la période 1931-1960 à Penhas Douradas contre 16,2 km/h à Guarda (1019 m) et 7,2 à Castelo Branco (390 m). Ensuite l'importante influence des facteurs topographiques locaux sur la direction et la force des vents soufflant près de la surface du sol. En particulier, la station de Lagoa Comprida, la seule qui soit située dans la partie autrefois englacée de la montagne, présente une rose des vents fort originale où la prépondérance des vents d'Ouest disparaît complètement et où les souffles les plus violents sont, comme d'ailleurs dans les autres stations, les vents descendants, c'est-à-dire ici ceux du Sud, venant du haut plateau (fig. 9). Or, quel qu'ait pu être le régime général des vents au moment de la glaciation, on doit penser que les facteurs locaux ne jouaient pas un moindre rôle qu'actuellement et que, tout au contraire, le dôme englacé devait, plus fortement encore, engendrer des souffles divergents entassant la neige dans les divers cirques périphériques. Cependant, il est indubitable que, comme le pensait LAUTENSACH, la résultante de ces mouvements devait favoriser surtout les cirques orientaux, c'est-à-dire avant tout ceux qui alimentaient le glacier du Zêzere, d'importance exceptionnelle malgré une superficie d'alimentation relativement réduite (29 p. 100 de sa surface totale) et celui du glacier d'Alforfa qui, bien qu'exposé au Sud dans toute sa partie moyenne et inférieure, descendait jusqu'à 850 m

Légende de la figure 8:

Caractères actuels des vents et de la pluviosité sur la Serra da Estrela: a) Direction moyenne des vents en janvier dans les trois stations de Penhas Douradas, Lagoa Comprida et Penhas da Saúde (période de 1951 à 1968); b) répartition des précipitations annuelles sur le haut massif. 1—Courbes de niveau équidistantes de 200 m; 2—limite de la glaciation; 3—rose des vents en janvier: la longueur des branches est proportionnelle à la fréquence des directions, les traits renforcés correspondent aux directions où la vitesse moyenne est supérieure à 25 km/h; 4—stations pluviométriques utilisées; 5— isohyètes; 6—pluviosité annuelle supérieure à 2500 mm; 7— comprise entre 2000 et 2500 mm.

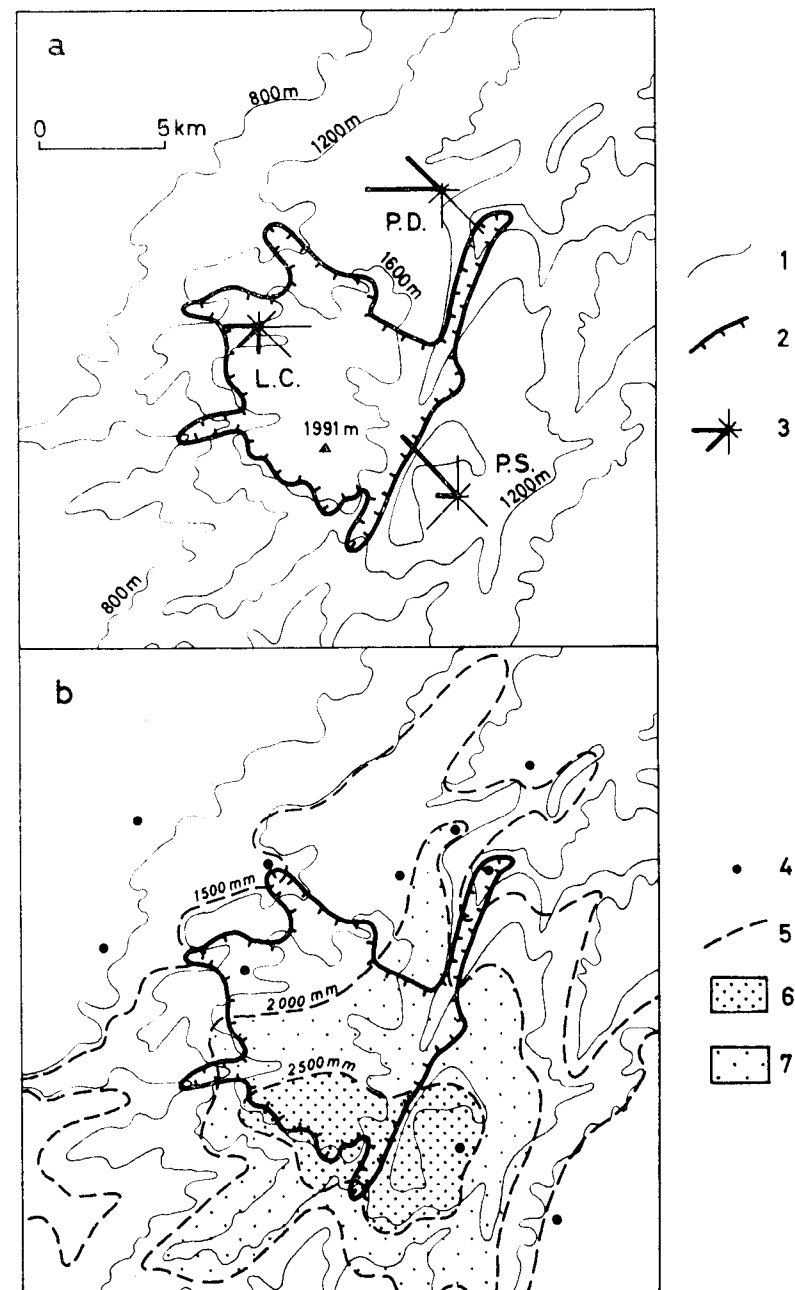


Fig. 8

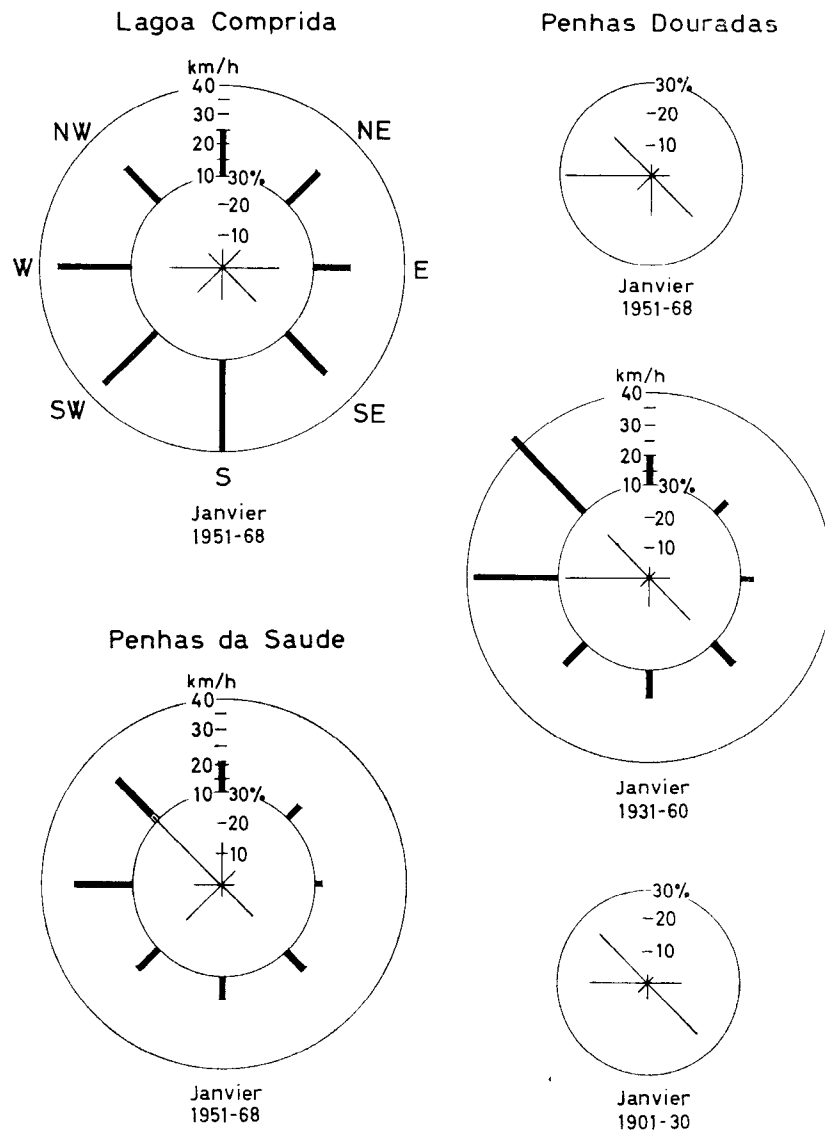


Fig. 9 — Directions et vitesse moyenne du vent en janvier dans les trois stations de Penhas Douradas, Lagoa Comprida et Penhas da Saude. Le cercle intérieur donne la fréquence des directions en pourcentage du total des observations. Le cercle extérieur la vitesse moyenne enregistrée sur chaque direction.

d'altitude. Sans doute le petit glacier d'Estrela profitait-il aussi d'une partie des neiges tombées sur le bassin d'alimentation du glacier d'Alvoco dont la surface d'ablation est tout particulièrement réduite (18 p. 100 seulement de sa surface totale), tandis que le glacier de Covão do Urso dérobait une partie des neiges de celui de Covão Grande et que le vaste bassin d'alimentation du glacier de Loriga contribuait largement à alimenter celui du Zêzere, ne donnant naissance, en dépit de conditions topographiques extrêmement favorables, qu'à une mince langue, fort médiocre par rapport à un vaste bassin d'alimentation constitué pour plus de la moitié par le versant nord du plateau culminant. Il semble donc bien que les vents du secteur ouest devaient être très largement prédominants en hiver à l'époque de la glaciation et qu'ils devaient souffler en véritables tempêtes avec une violence bien supérieure à l'actuelle. Quant aux trajectoires des dépressions, on peut penser que, plus méridionales en moyenne, elles abordaient directement le massif par l'Ouest pendant tout l'hiver⁽⁵⁾ et ne provoquaient pas, comme actuellement, un excès de précipitations sur le flanc sud du massif car, dans ce cas, il semble que la dissymétrie nord-sud du fjell n'aurait pu être aussi marquée et, qu'en particulier, le petit plateau isolé d'Alto da Pedrice (1759 m), un des points aujourd'hui les plus arrosés du massif, n'aurait pu manquer de porter un véritable glacier.

* * *

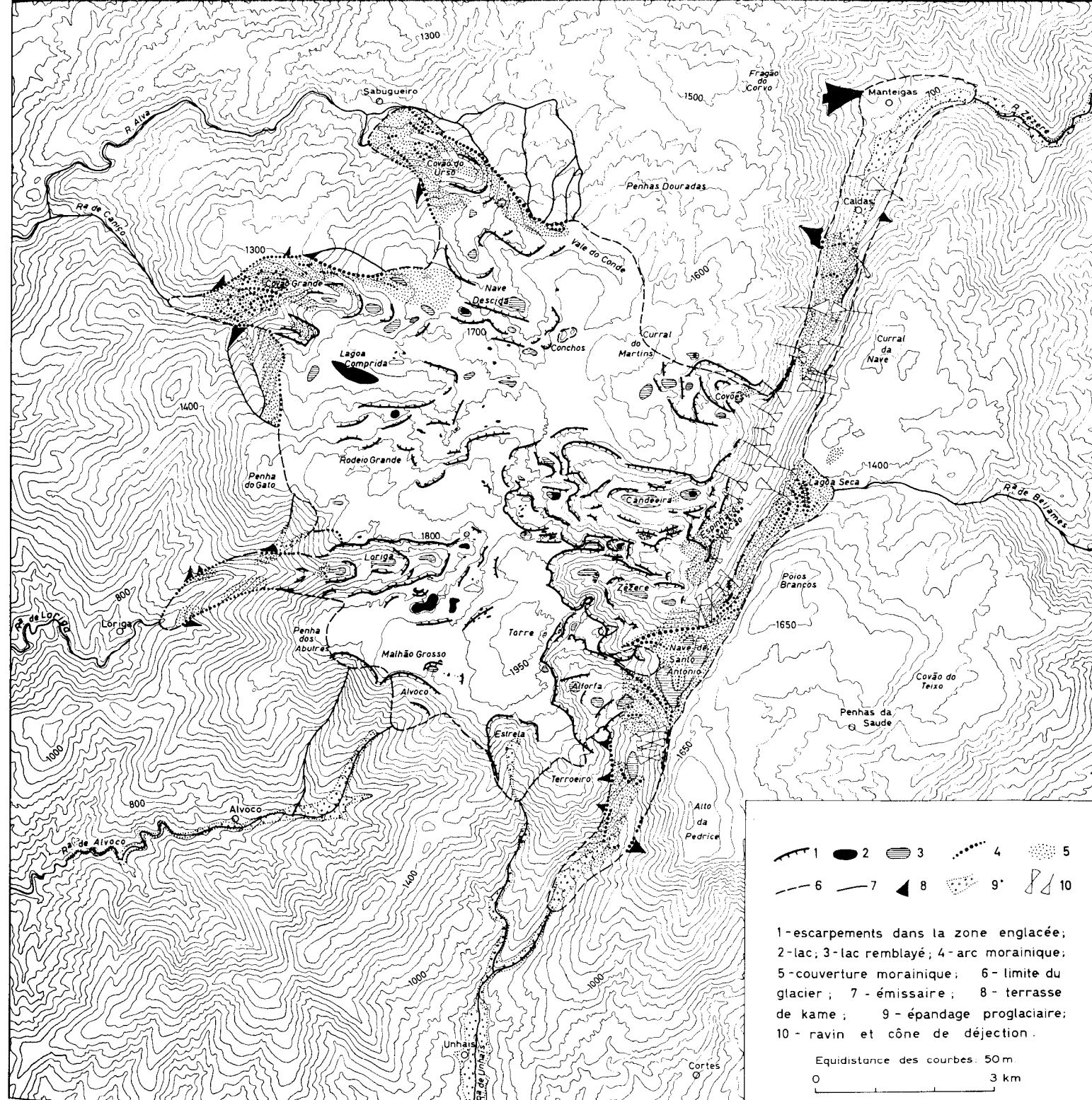
Il peut être intéressant, en conclusion, de chercher à situer, dans le cadre de la Péninsule Ibérique, la glaciation de la Serra da Estrela. Elle est remarquable tant par son importance relative que par son isolement: 160 à 200 km la séparent de ses deux plus proches voisines, la glaciation du massif de Gredos à l'Est et celle du massif de Segundera-Cabrera au Nord.

(5) Actuellement (d'après A. GIÃO, «Climatologie dynamique de la Péninsule Ibérique», *Arquivo do Inst. Gulbenkian de Ciência*, Secc. A, vol. IV, n° 4, pp. 135-210, Lisboa, 1966), c'est seulement pendant les mois de décembre, janvier et février, que les trajectoires moyennes des dépressions abordent le massif par son flanc ouest-nord-ouest. De septembre à novembre et de mars à mai, les perturbations intéressent la Serra da Estrela cheminant du Sud-Ouest au Nord-Est.

Bien qu'ils se soient développés sur des massifs atteignant des altitudes plus élevées, les autres centres de glaciation de la Cordilheira Central sont nettement moins importants que celui de la Serra da Estrela. D'Ouest en Est, l'altitude des neiges persistantes et celle de l'extrémité des moraines s'élèvent progressivement. Dès l'extrémité occidentale de la Sierra de Gredos, dans le massif de Béjar qui atteint 2401 m d'altitude, la limite des neiges se tient à 1700 m ou à 1850 m selon l'orientation (ce qui semble indiquer un rôle au moins aussi considérable du facteur ensoleillement que dans la Serra da Estrela) et le plus long glacier se termine à 1300 m au bout de 3 km. Aucun massif ne paraît avoir connu de fjell comparable à celui de la Serra da Estrela mais seulement des glaciers de vallée ou de cirque. Dans certains massifs, les auteurs décrivent à l'avant des moraines principales des restes plus ou moins bien conservés de dépôts, que certains considèrent comme des reliques d'une glaciation rissienne, tandis que d'autres tendent à y voir deux épisodes d'une seule et même glaciation.

La glaciation la plus comparable à celle de la Serra da Estrela paraît être celle du massif de Segundera-Cabrera (2045 m), situé aux confins de la Galice et du Leon, non loin de la frontière septentrionale du Portugal. Les hautes surfaces ont porté un glacier de fjell dont se détachaient diverses langues. Les moraines extrêmes de la plus longue, développée sur le versant sud-est, enserrent le lac de Castaneda à 1000 m d'altitude et se raccordent à la plus basse terrasse du Rio Tera, sous-affluent du Douro. D'après LAUTENSACH (1964, fig. 32, a), la limite des neiges se trouvait, dans les divers massifs montagneux de la Galice intérieure touchés par la glaciation, sensiblement à la même altitude que dans la Serra da Estrela. Le caractère très atlantique de celle-ci l'apparente donc, du point de vue glaciaire, à l'ensemble des massifs du Nord-Ouest de l'Espagne bien plus qu'aux autres massifs de la Cordilheira Central, en dépit d'une différence de latitude de près de deux degrés.

C'est à la fois à ses formes topographiques originales, un haut plateau dominant brutalement des entailles profondes, et à sa position atlantique, que la Serra da Estrela doit d'avoir porté, à une époque récente, un organisme glaciaire



Glaciation de la Serra da Estrela.

dont la vigueur apparaît exceptionnelle si l'on songe à l'altitude et la latitude auxquelles il s'est formé. Cet épisode glaciaire a laissé dans la montagne sa marque vive, pittoresque, bien délimitée. Il est relativement facile d'en décrire les aspects, beaucoup plus difficile d'en apprécier la signification réelle, la durée et la place qu'il occupe dans l'évolution récente de la montagne. Il a paru cependant utile, en préface à une étude plus générale et plus systématique de l'évolution géomorphologique quaternaire de la région, de mettre à jour nos connaissances sur cet épisode exceptionnel dont la marque doit pouvoir servir de jalon dans la reconstitution d'une évolution complexe (*).

SUZANNE DAVEAU

SUMMARY

Glaciation of the Serra da Estrela. Recent documentation (topographical maps, scale 1:25,00 and aerial photographs) allow one to resume the study of Glaciation of the Serra da Estrela, published in 1929 by H. LAUTENSACH. The plate map represents the glacier at the time of wurmien maximum. A fjell fed different effluent glaciers whose longest was 13 km. A deep weathering of the granite has greatly simplified the work of ice layers and explains a number of aspects of the relief (in particular the beauty of the huge lateral moraines). There would appear to have been one period of englaciation where one may distinguish a series of stages: the first, a violent, short lived advance, a long period of stabilization having set the lateral moraines and kame terraces associated with them, and a series of stages of recession, marked by successive loops of frontal moraines.

The pronounced asymmetry was attributed, by LAUTENSACH, to the overfeeding, in terms of snow, of the eastern slopes, by the

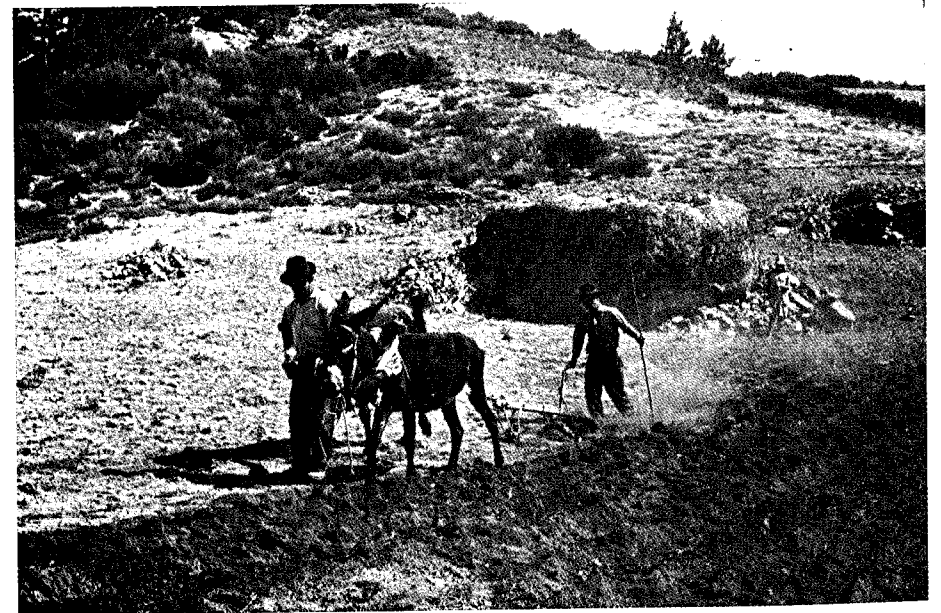
(*) Une importante étude de morphologie glaciaire des montagnes du Nord-Ouest de l'Espagne vient d'être publiée: H. SCHMITZ, *Glacial-morphologische Untersuchungen im Bergland Nordwestspaniens (Galicien/León)*, «Kölner Geographische Arbeiten», Heft 23, 157 p., Wiesbaden, 1969. Elle a été diffusée trop tard pour pouvoir être utilisée dans ce travail. Ses conclusions paraissent en bon accord général avec nos propres observations.

prevailing westerly winds. One might add to this factor the contrasts between the solar heat on the south and north slopes. Thus three types of effluent glaciers may be distinguished; the wide glaciers with a gradual melting rate on the north slope, characterised by multiple loops of receding frontal moraines; the long masses of the east slope and the short cirque glaciers of the south west slope. Significant outwash valley fills are associated with the two last types mentioned. The glacier of Loriga, facing directly towards the west constitutes the transition between the first and last type.

Thus the climate corresponding to maximum glaciation seems to have been characterised both by a sunlit Summer and, in Winter, by the predominance of strong westerly winds.



PL. I, A. — Le haut plateau de la Serra da Estrela dans la région des sources du Mondego, vers 1450 m d'altitude. Chaos de blocs émergeant d'une couverture d'arène granitique attaquée par un ruissellement que favorisent les défrichements liés à la culture du seigle.



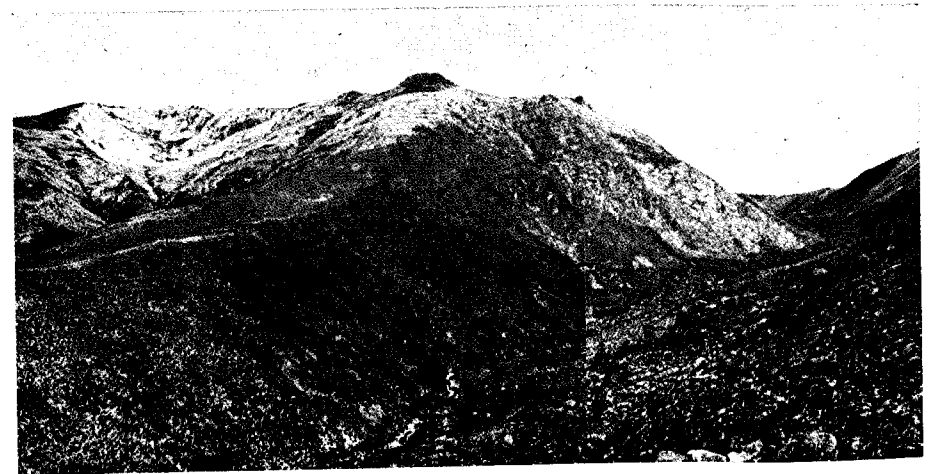
PL. I, B — Préparation d'un champ de seigle, vers 1300 m d'altitude, sur la croupe de Paramol qui domine au Nord la vallée glaciaire de Covão Grande. Le manteau de roche altérée est encore bien conservé et la roche saine ne pointe que de loin en loin.



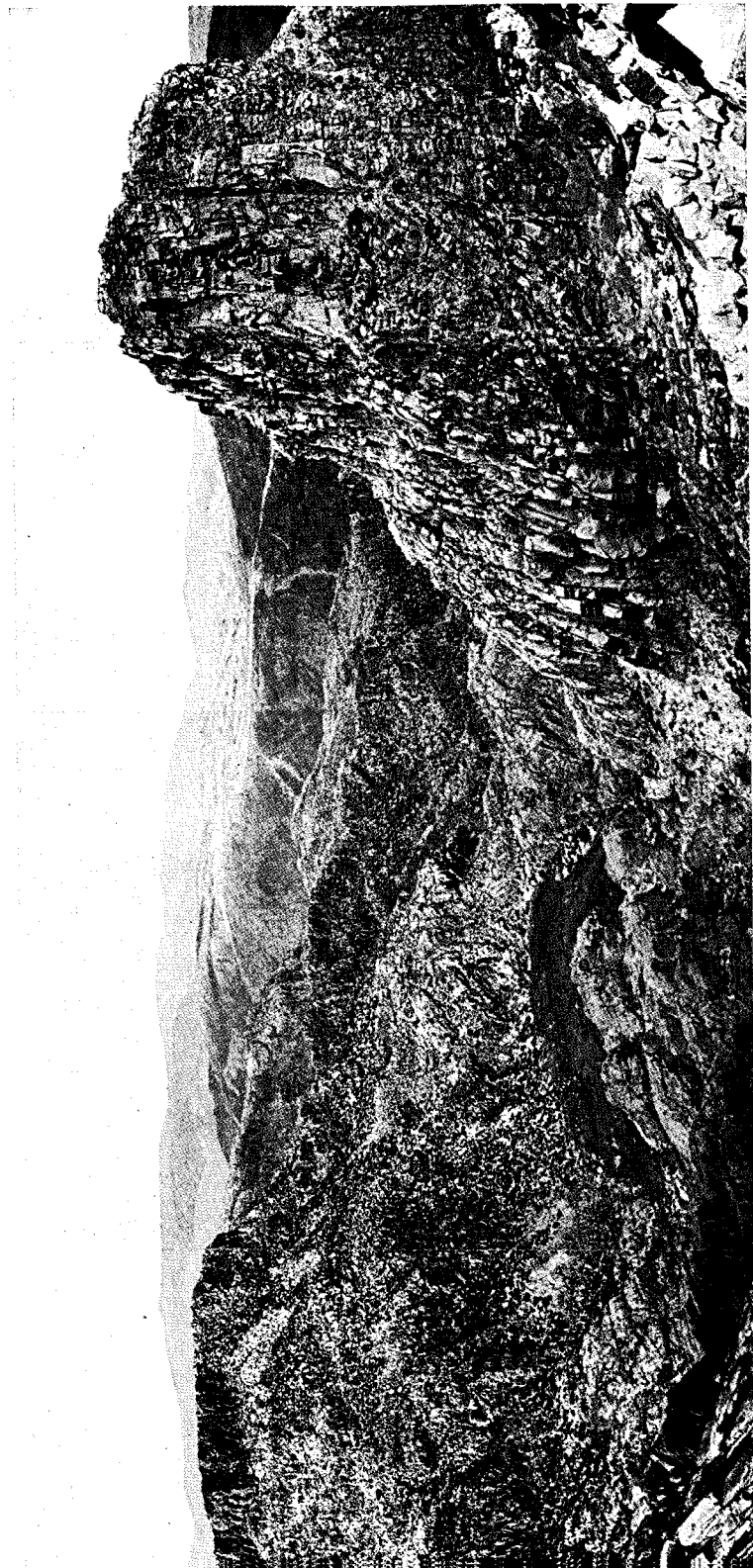
Pl. II — Limite de la glaciation sur le versant de Curreal do Martins dominant le cirque de Covões. A gauche, roches nues où alternent les surfaces râclées et les faces d'arrachement; à droite, les pointements rocheux émergent d'un manteau d'arène encore largement conservé dont l'érosion progressive engendre les boules résiduelles qui jonchent les versants.



PL. III, A — Vallée glaciaire du Zêzere, vue vers l'aval depuis l'extrémité de la moraine de récession d'Espinhaço do Cão. Les bas versants sont nappés de moraine éboulée et par les cônes de déjection des ravins.



PL. III, B — Les vallées glaciaires d'Estrela et d'Alforfa vues du Sud. A gauche, le cirque du glacier suspendu d'Estrela apparaît en clair sous le plateau sommital couvert de neige. Il est séparé de la vallée d'Alforfa par un interfluve où subsiste un lambeau de topographie mûre que domine la butte de Terroeiro (1783 m). Le fond de la vallée d'Alforfa apparaît encombré de dépôts glaciaires et proglaciaires.



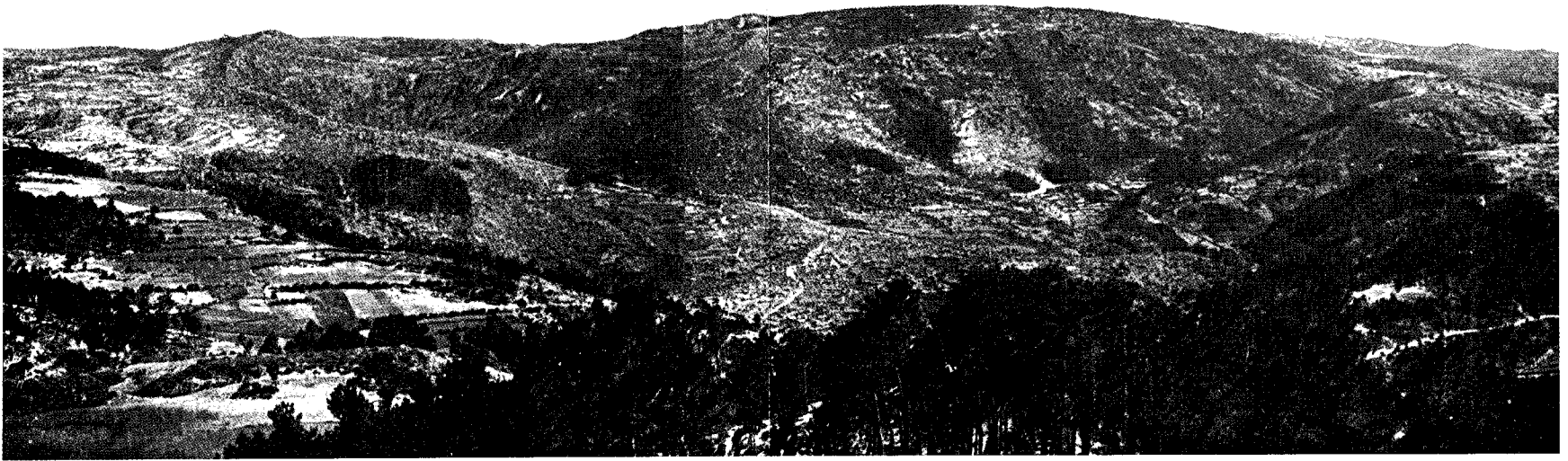
PL. IV — Le cirque du Zézere, excavé entre deux buttes-témoins du haut plateau: le Cántaro Gordo (1877 m) à gauche et le Cántaro Magro (1929 m) à droite. On voit au milieu le petit lac remblayé du Covão de Cima (1620 m) à l'amont d'un verrou rocheux et, à l'arrière plan, derrière la longue entaille rectiligne de la vallée de fracture du Zézere, le col de diffuence de Lagoa Seca.



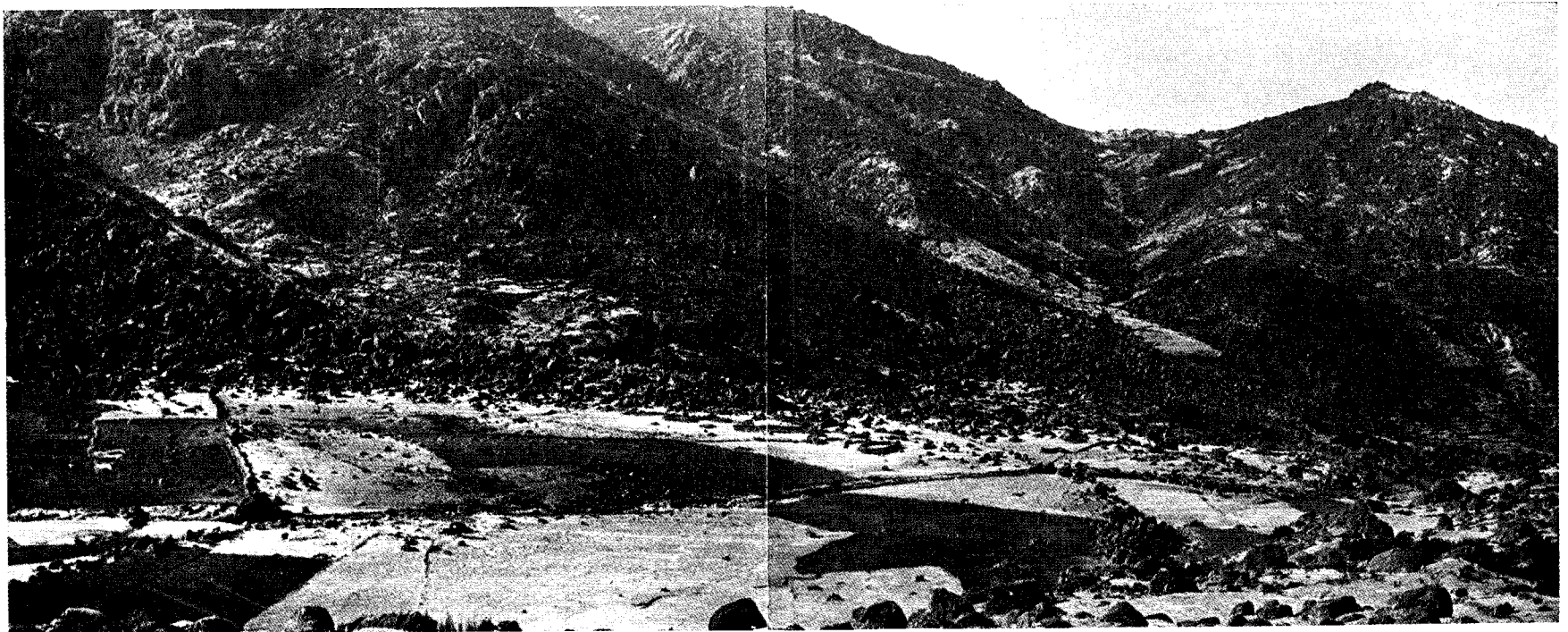
PL. V, A — Roches râclées par le glacier sur le versant exposé au Nord qui descend du plateau de Rodeio Grande (1850 m) vers la vallée de Lagoa Comprida (1600 m).



PL. V, B — Petit lac glaciaire en voie de remblaiement, situé vers 1850 m d'altitude à l'amont du cirque de Candeeira.



PL. VI, A — Vallée glaciaire de Covão do Urso, vue du Nord. Au delà de l'entaille peu profonde de la vallée non englacée de l'Alva, on voit, venant de la gauche, le grand arc morainique qui jalonnait la rive droite du glacier et la profonde entaille de la vallée glaciaire. A droite, vallée non englacée.



PL. VI, B — Vallée glaciaire de Covão Grande. Au premier plan, lac remblayé, ennoyant à droite des arcs morainiques. Au deuxième plan, au delà d'une moraine médiane, on devine l'entaille plus profonde de la branche gauche du glacier descendant de Lagoa Comprida. Au fond, vallées non englacées barrées par la moraine latérale gauche qui a provoqué la formation d'une petite terrasse de kame (tache claire).



PL. VII, A — Terrasse de kame établie vers 900 m d'altitude sur la rive droite de la vallée glaciaire du Zézere au débouché du ravin de Vale do Buraco, à l'aplomb de Caldas de Manteigas.



PL. VII, B — Coupe longitudinale du dépôt de la Ribeira de Foronhas près de Manteigas: hétérométrie, mise en place probable par glissement avec cependant une amorce de stratification.



PL. VIII, A — Dépôt proglaciaire de la vallée d'Alvoco. Enorme remblaiement grossier à profil transversal convexe ennoyant tout le fond de la vallée. L'entaille postérieure des torrents est encore très limitée. Au fond, la haute paroi du plateau sommital culminant ici à Malhão Grosso (1893 m).



PL. VIII, B — Epandage proglaciaire de la vallée d'Unhais, vu à la hauteur de Quinta da Varzea (560 m). Au fond, le rebord montagneux où l'on distingue à droite le cirque d'Estrela et la butte de Terroeiro.